

岩石礦物礦床學會誌

第四十卷 第一號

昭和三十一年 二月 一日

研 究 報 文

福島県石川町粕谷鉾山産サマルスカイト及び柘榴石	{ 大森 啓 一 長川 修 三 横山 三
新庄層群の砂岩粒度分析(II)―新庄盆地西縁部升形・川口地区.....	{ 加藤 磐 雄 阿部 正 宏
黄銅鉍中の閃亜鉛鉍該晶について	{ 萱木 浅 彦 田代 忠 一 林高 郎
日高国ホロベツ上流(ニオベツ川)の混成岩体に見出され た斜長石柘榴石紫蘇輝石角閃石岩の流石.....	浅井 宏
天竜川地域・三波川変成帯の塩基性および超塩基性岩	中山 勇
宮崎県尾鈴酸性岩中の尖晶石包有物について 2, 3 の考察	野沢 保

会 報

会費値上の件, 本年度の事務担当者, 会費納入の件, 会員動静, 投稿規定

新 刊 紹 介

Graphic problems in petroleum geology. By L. W. LeRoy and J. W. Low.

抄 録

鉍物学及び結晶学	X線粉末写真によるメタミクト鉍物の決定	外 3 件
岩石学及び火山学	Teschenite と crinanite の名称	外 2 件
金属鉍床学	Bolivia, Corocoro 地方の輝銅鉍々床	外 2 件
石油鉍床学	北東部 Alberta, McMurray 層中の現地 油並びに石油の成因	外 2 件
参 考 科 学	地下水及び地表水中の放射能	外 3 件

会 員 名 簿

東北大学理学部岩石礦物礦床学教室内

日本岩石礦物礦床學會

会費値上げの件 本会々費を本年度から 年 500 円と値上げしたい件について 曩に御問い合わせしましたが、その結果は次の通りであります。

不賛成者	28名	3%
賛成者	792名	97%

この様に多数の賛成者を得たことは本会として誠に感謝にたえないところで、ここに年 500 円 (前納) と決定しますからよろしく願います。尚この際本会の編集その他に就いて種々の御意見をよせられ、こゝに謝意を表します。

本年度の事務担当者 本会本年度の事務担当者は次の通りでありますから、御用件の際は直接下記宛お問い合わせ下さい。

庶務主任	植田良夫 (庶務に関すること)
会計主任	千藤忠昌 (会計に関すること)
図書主任	荳木浅彦 (図書に関すること)

会費納入の件 本年会費 500 円 (前納) を本会 (振替仙台 8825 番) 宛至急御納め下さい。尚会費を多額に滞納している方は曩に直接お知らせしましたが、至急お納め下さらないと、会誌の発送が停止されますから、御注意下さい。

会員動靜 [新入会] 佐藤明 (岩手県九戸郡野田村新鉱業開発 K. K. 野田玉川鉱業所) 渡辺閉一 (仙台市南材木町 62), 藤田勇雄 (岩手県岩手郡松尾村松尾鉱業所採鉱部 探査課), 高野幸雄 (東京都新宿区戸塚 1-508 早稲田アパート), 中谷欽一 (仙台市片平丁東北大学理学部地質古生物学教室), 鎌田浩志 (仙台市片平丁東北大学理学部地質古生物学教室)。

[転居及び転勤] 増淵三郎 (福島県南会津郡田島町字滝の原住友八総鉱業所), 中川進 (北海道虻田郡京極村協方日鉄鉱業北海道鉱業所白跡寮), 高沢松逸 (兵庫県朝来郡生野町生野鉱業所), 小笠原利男 (岩手県東磐井郡宝根村大森), 玉木貴裕 (東京都中野区鷺宮 1 の 229), 平峯武夫 (福島県相馬市中村砂子田相馬労働基準監督署), 樹下惺 (札幌市北三条東 3 丁目 1 帝国石油株式会社 北海道出張所), 瀬戸正雄 (秋田県鹿角郡小坂町十和田 鉛山鉛山鉱業所), 平山昭 (福島県石城郡四倉町八莖日鉄鉱業八莖鉱山), 渡辺憲一 (青森県中津軽郡西目屋村大字砂子浜尾太鉱業所), 与良三男 (和歌山県東牟婁郡那智勝柄町井関妙法鉱業所), 原口九万 (神戸市葺合区籠池通 3 丁目 14), 秀敬 (広島市仁保町本浦古城浜) 小島丈児 (広島市西観音町 1 丁目 西観音アパート 1 の 24), 小野三千雄 (東京都世田谷区祖師谷 1 の 454), 肥田昇 (鎌倉市浄明寺 283), 番場猛夫 (札幌市南一条西十八条地質調査所北海道支所), 鈴木秀幸 (東京都西多摩郡日の出村日本セメント一溪寮内)。

投稿規定 投稿者は次の点に注意して下さい。

1. 論文は和文とし、原稿用紙に横書、常用漢字を用い、図及び表を含めて刷上り 10 頁 (9 ポイント活字で) 以内とする。
2. 図は白紙又は青色印刷の方眼紙に墨又は黒色インクで大きく書き、1/2 又は 1/3 などに縮図するに適するように文字や記号を大きく書くこと。図の数は出来るだけ少なくすること。

(表紙 3 頁に続く)

研 究 論 文

福島県石川町粕谷鑛山産サマルスカイト及び柘榴石

Samarskite and garnet from Kasuya pegmatite mine in
Ishikawa Town, Fukushima Prefecture.

大 森 啓 一 (Keiichi Omori)*

長谷川 修 三 (Shuzo Hasegawa)*

横 山 鼎 (Kanae Yokoyama)*

産 状

昭和29年の夏約2カ月間に亘つて、石川町附近のペグマタイトの調査と鉱物の採集を行った。この際、粕谷鉱山の坑内から放射能の強い鉱物を採集することが出来、その後室内実験の結果、これがサマルスカイトであることが分つたので、ここに簡単に報告しよう。

粕谷ペグマタイト鉱山は水郡線野木沢駅の東方直距離約1軒の、丘陵南斜面にあり、又野木沢小学校から南に通ずる道路の東側にあるので、交通の便は極めて良い。ペグマタイトは脈状をなして、閃雲花崗閃緑岩中を走り、この走向は $N30^{\circ}E$ 、傾斜は $NW45^{\circ}$ である。粕谷島司氏が昭和29年5月10日から開発に着手し、7月12日から坑道掘を開始、その後約1カ月間に、珪長石各々50t、粉珪50tを産した。

ペグマタイトの上下両盤には鉄雲母に富んだ部分があり、これに伴つて電気石、柘榴石、モナズ石等が産する。この上盤の鉄雲母帯が更にその内部の珪長石帯と接する部分のパーサイト中に、長さ8cm大のサマルスカイトが放射状集合体をなして産し、この一部には柘榴石が包裹されていた。

サマルスカイト

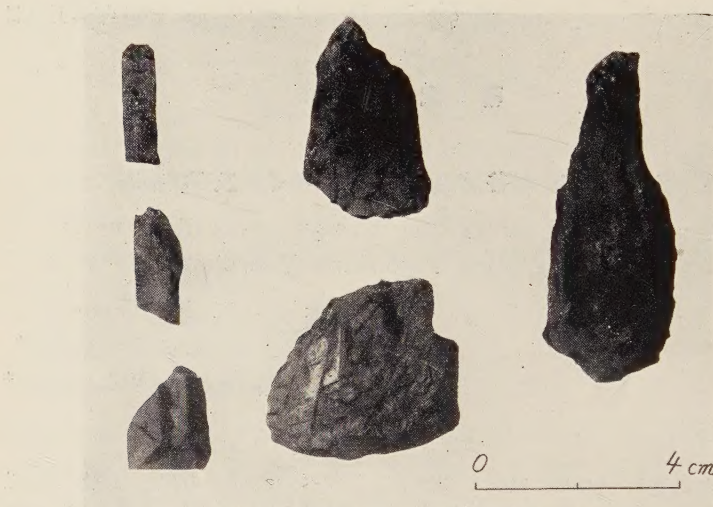
本鉱物は肉眼的に漆黒色、玻璃光沢を呈し、断口は貝殻状で、表面は黄褐色に変化し、放射能は極めて強い。結晶はc軸に伸びた柱状乃至板状で、単結晶の大きなものは 2.5×8 cm である(第1図)。(100)及び(010)卓面が発達し、(120), (201), (155), ($\bar{1}01$)等も認められる。複円測角器で測角した1例を第1表に、又この結晶図を第2図に掲げる。

次に本鉱物を粉碎し、双眼顕微鏡下で精選した試料について、比重瓶で比重を測定し、 $G_{40}^{21} = 5.645$ を得た。

顕微鏡下で本鉱物の薄片を観察するに、黒色乃至暗褐色で、屈折率は高く、又交叉ニコル間で等方性を示す。結晶の表面の褐色に変化した部分は顕微鏡下で、緑褐色を呈し、等

* 東北大学理学部岩礦教室

第 1 図



第 1 表

面 指 数	面の大きさ	反 射	実 測 値		計 算 値 ¹⁾	
			ϕ	ρ	ϕ	ρ
a (100)	大	やゝ良	90° 38'	89° 5'	90° 0'	90° 0'
a' ($\bar{1}00$)	大	"	-91 6	89 18	-90 0	"
b (010)	中	"	0 0	89 19	0 0	"
b' (0 $\bar{1}0$)	中	"	181 10	91 53	180 0	"
h (120)	小	不 良	41 5	90 22	42 30	"
h' ($\bar{1}20$)	小	"	-41 18	89 18	-42 40	"
x (201)	小	"	92 22	63 43	90 0	62 13
e' ($\bar{1}01$)	小	"	-91 21	39 47	-90 0	42 30
(155)	小	やゝ良	20 24	29 11	20 8	28 52

方性である。この一部に淡紅色柘榴石の結晶が包裹されている。

次に、比重を測定した精選試料を用いて、化学分析を行つた。この方法には、猫啼産ユーークセン石—ポリクレス石系鉱物の分析の際に用いた方法²⁾に従い、特に Nb の定量には Hg アマルガム還元滴定法を用いた。

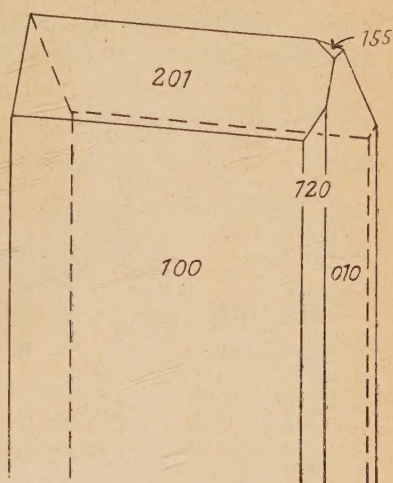
分析の結果を第2表(1)に掲げる。これと比較のため、既に発表された石川産サマルス

1) Palache et al; Dana's Systme of Mineralogy 1, 797, 1944

2) 大森啓一、長谷川修三；鉱物 2, 268~274, 1955.

カイトと石川石の分析結果を夫々第2表(2)及び(3)に併記した¹⁾。この結果を見ると、粕谷鉾山産のサマルスカイトは(2)のサマルスカイトよりも稀土類が少く、Uに富み、(2)と(3)のほぼ中間の成分に相当している。最近サマルスカイトの化学式には(Y, Er, Ce, U, Ca, Fe, Pb, Th) (Nb, Ta, Ti, Sn)₂O₆ が用いられている²⁾ ので、本鉾山のサマルスカイトもこれと同様に計算すると $A_{350} B_{351} O_{1304}$ となり、 AB_2O_6 とはならない。これは本鉾物の一部が変化していることに基づくものであろう。Doelter³⁾ はサマルスカイトを2価元素の pyroniobate 及び pyrotantalate 並びに 3価元素の orthoniobate 及び orthotantalate 等の固溶体と考え、端成分として $R_2''(Nb, Ta)_2$

第 2 図



第 2 表

	(1)	(2)	(3)
CaO	0.63	1.25	0.86
MgO	0.12	0.25	1.07
FeO	7.92	9.64	11.78
MnO	0.42	0.84	0.40
Al ₂ O ₃	0.54	0.61	0.87
Fe ₂ O ₃	2.82	—	—
[Y] ₂ O ₃	12.61	17.34	8.40
[Ce] ₂ O ₃	0.67		
UO ₂	18.83	16.87	21.88
ThO ₂	2.44	—	—
SnO ₂	0.31	0.73	1.20
TiO ₂	1.06	0.10	0.21
Nb ₂ O ₅	36.53	41.11	36.80
Ta ₂ O ₅	13.41	10.00	15.00
SiO ₂	0.39	—	—
H ₂ O(+)	0.39	0.85	0.89
H ₂ O(-)	0.11		
Total	99.69	99.96	99.66
G	5.649	5.50	6.4

- (1) 石川町粕谷鉾山産サマルスカイト(長谷川分析)
 (2) 石川町産サマルスカイト(柴田雄次, 木村健二郎, 1922年) (3) 石川産石川石(同上)

$O_7 \cdot R_2''(Nb, Ta)_2 \cdot O_8 \cdot (UO)_2(Nb, Ta)_2 O_7$ を採用した、これに従つて本鉾物の化学成分を検討すると、 $R''_{130}(Nb, Ta)_{130} O_{456} \cdot R''_{142}(Nb, Ta)_{142} O_{568} \cdot (UO)_{70}(Nb, Ta)_{70} O_{245}$ となり、ほぼ $2R''_2(Nb, Ta)_2 O_7 \cdot 2R''_2(Nb, Ta)_2 O_8 \cdot (UO)_2(Nb, Ta)_2 O_7$ の化学組成を有することになる。

柘 榴 石

このサマルスカイトに随伴して、柘榴石の結晶が産出した。表面は黒褐色を呈し、又もろくなつてゐるが、これを粉末にして $HCl + H_2O_2$ で洗うと、透明な薄紅色となる。この精選試料を比重瓶で測定した結果、比重は $G_{40}^{21^\circ} = 4.249$

- 1) 柴田雄次, 木村健二郎; 岩礦, **2**, 230~232, 1929.
 2) Palache et al; Dana's System of Min. **1**, 797-800, 1944.
 3) Doelter, C.; Handbuch der Mineralchemie **3**, 259, 1918

であつた。

顕微鏡下で薄片は等方性を示し、包裹物は認められない。

比重を測定した試料について、化学分析を行つた結果は第3表(1)の如くである。

第 3 表

	(1)	(2)
SiO ₂	36.34	35.90
TiO ₂	0.18	0.11
Al ₂ O ₃	20.11	20.73
Fe ₂ O ₃	1.56	2.21
FeO	23.50	24.89
MnO	17.51	14.28
MgO	tr	0.97
CaO	0.52	0.81
Na ₂ O	—	0.11
K ₂ O	—	0.03
H ₂ O(+)	0.21	0.19
H ₂ O(-)	0.25	0.32
Total	100.18	100.55
G	4.249	4.237

- (1) 石川町粕谷鉾山産柘榴石 (長谷川分析)
 (2) 石川町長久保産柘榴石 (神津淑祐, 河野義礼, 1938)

この結果から化学式を求めると、 $(Fe^{1.62} Mn_{1.23} Ca_{0.04})_{2.89} (Al_{1.96} Fe^{0.10})_{0.06} Si_{3.01} O_{12.00}$ となり、柘榴石の一般式 $R_3'' R_2''' Si_3 O_{12}$ と近似している。

次にこの少量の Fe''' は Al 及び Fe'' を置換し得るものとすると、次の如く柘榴石の一般式と尚一層良く一致する様になる。

Atomic prop.		
Si 3.01 3.01
Al 1.95	} 2.00
Fe''' 0.10	
Fe'' 1.62	} 2.94
Mn 1.23	
Ca 0.04	

又この柘榴石の端成分混比を求めると、

鉄簪柘榴石 (Alm) 57.0 Mol%
満簪柘榴石 (Sp) 41.6
灰簪柘榴石 (Gr) 1.4

となり、鉄簪柘榴石と満簪柘榴石の中間の成分のものである。

曩に神津淑祐先生と河野義礼博士は石川長久保ベグマタイト産柘榴石 (第3表 2) の端成分混比として鉄簪柘榴石 60.55Mol%, 満簪柘榴石 33.88%, 苦簪柘榴石 3.41%, 灰簪柘榴石 2.16%を得られた¹⁾。こゝに述べた柘榴石は長久保産柘榴石よりも MnO に富み、FeO 及び CaO に乏しい。この様な相違は本柘榴石がサマルスカイトに包裹されていることから明かな様に、ベグマタイトの初期の Mn に比較的富んだ溶液から晶出したことに基づくものであろう。この鉱物の相互関係については別の機会に述べる予定である。

この研究に用いた費用の一部は文部省科学研究費に依るものであることを記し、こゝに文部省に対して謝意を表する。

1) 神津淑祐, 河野義礼; 岩礦 20, 210~223, 1938.

新 庄 層 群 の 砂 岩 粒 度 分 析 (II)

—— 新庄盆地西縁部升形・川口地区 ——

Mechanical analysis of the sandstones of
the Shinjo group. (II)(The Masugata and Kawaguchi areas in the western
margin of the Shinjo basin.)

加 藤 磐 雄 (Iwao Kato)*

阿 部 正 宏 (Masahiro Abe)*

Abstract: Statistical studies of the clastic sediments of the Shinjo group have been carried out under the same mechanical treatment as in the previous work. In this paper the Masugata and Kawaguchi areas are used as the test areas for investigating the characteristics and the variations of the sediments.

Four types are recognized as the result of the mechanical analysis (median diameter, coefficient of sorting, standard deviation, skewness, and kurtosis). The types Ma and Mb in the Masugata area are practically correlated with the Mitsumori-Sakegawa-Yamuke and Shimizu-Izumikawa formations, and the types Ka and Kb in the Kawaguchi area with the Sakegawa-Yamuke and Shimizu-Izumikawa formations respectively.

At least it is possible to be recognized that the marker bed K_4 between the Yamuke and the Shimizu is found to be the clear indicator in the vertical differentiation also in these areas as shown in the previous discussion.

I 操 作 の 概 要

新庄盆地長沢地区 (小国川沿い) に発達する 砂岩相の粒度分析結果については先に報告¹⁾したが、今回は升形・川口両地区 (升形川及び鮭川沿い) を西縁部の標式地として選び、これらについて検討し特に東西両縁に於ける 地域性の問題を考慮してその関係を比較考察してみた。

Sampling 試料調整 及び 粒度分析操作は東縁長沢地区と同様に行い、各試料の weight per cent より累積曲線を対数グラフ上に書き、この図から median diameter, coefficient of sorting, skewness を計算した。又 histogram を作り、更に dispersion を明かにする為に standard deviation と skewness をも計算した。

sampling については升形地区では升形駅西方の鉄道線路沿いに升形川の河ノ口に到る間の露頭に於て多くの sampling をした。

*東北大学理学部岩礫教室

1) 加藤磐雄, 阿部正宏; 岩礫, 39, 204~215, 1955.

川口地区については泉田川の叶口西方より向松坂迄の露頭に於て多くの sampling をした。向松坂西方の三盛層については sampling が不完全なので鮭川層迄にとゞめて下位の砂岩については後日報告する予定でいる。泉川層の標式露頭である泉川附近についても sampling を行い粒度分析を試みたが上位層との関係が不十分であるので今回は省略して叶口より向松坂に至る間について行つた結果について論じた。

II 分 析 結 果

粒度分析は篩分法によつて行つた。その結果は第1表 a (升形地区) 及び b (川口地区) に示す通りである。

(1) **Grain size** grain sizeは累積曲線を対数グラフ上に書き、50%の点“median diameter”について比較検討した。長沢地区、升形・川口地区の3ルートについて別に全試料の median diameter の累積曲線を作つた(第1図)。この結果3ルートが殆んど近似した曲線であるが、升形地区は、0.2mm~0.3mmの間では変移点は認められず、こ

第 1 表 粒 度

a 升 形 地 区

Loc.	Gravel & granule	Very coarse sand	Coarse sand	Medium sand	Fine sand	Very fine sand	Silt & clay
	>8mesh	8~ 14mesh	14~ 28mesh	28~ 48mesh	48~ 100mesh	100~ 200mesh	<200 mesh
1		1.2	42.2	37.0	14.4	3.8	1.4
2		4.3	41.4	39.0	10.4	3.4	1.5
3		1.8	25.8	53.2	13.0	4.2	2.0
4		4.1	34.2	33.5	18.0	7.2	3.0
5	1.6	8.0	10.1	31.0	42.0	6.1	1.2
6	1.2	7.0	27.0	46.4	15.0	2.2	1.2
7	0.4	5.6	23.2	44.0	22.0	3.4	1.4
8	1.0	34.8	27.2	19.2	12.0	3.2	2.6
9	2.5	28.4	30.0	26.2	9.8	1.6	1.5
10		1.0	12.2	49.8	28.4	7.0	1.6
11		0.4	4.2	40.0	46.4	6.0	3.0
12		6.0	24.0	51.0	15.2	3.0	0.8
13	0.8	9.4	20.8	51.2	13.0	3.0	1.8
14	0.2	13.2	12.8	44.8	23.0	3.6	2.4
15		7.2	19.6	55.2	15.4	2.2	0.4
16		2.4	30.2	50.6	11.4	3.4	2.0
17		2.8	11.0	46.4	30.6	7.0	2.0
18	0.2	1.4	19.6	53.2	20.2	3.6	2.0
19		7.2	11.0	33.0	36.0	8.1	3.1
20	1.6	2.2	1.4	36.1	43.9	13.2	3.2
21	1.2	6.0	21.2	47.8	19.8	2.6	1.4
22		3.0	8.0	34.0	47.2	5.6	2.2
23		3.0	16.0	51.0	24.0	4.0	2.0
24	1.0	6.0	20.2	37.2	29.6	4.0	2.0
25		1.2	10.0	52.0	33.2	2.6	1.0
26		0.4	0.8	62.2	32.6	2.6	1.4
27		6.8	11.4	40.2	32.6	5.8	3.2
28		5.4	8.2	11.2	61.6	12.4	1.2
29		0.6	2.8	30.0	58.0	7.0	1.6
30		3.5	17.3	40.8	32.3	4.7	0.9

れに反して他の 2 つのルー

トでは明かに変移点が認め

られる。Tyler standard

screen の 48mesh (0.295m

m) と 28mesh (0.589mm)

で各粒度を区分し, coarse

grain sand, medium grain

sand, fine grain sand の 3

つに分けて各々の組成比を

三角座標で比較した (第 2

図)。第 2 図 (a) は東縁部長

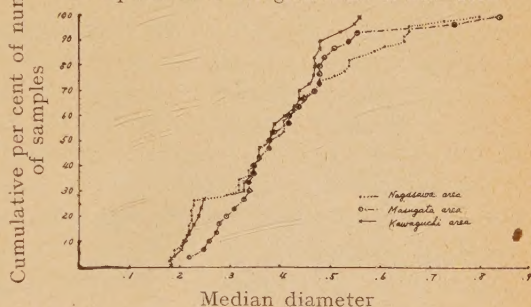
沢地区のもので先に指摘し

た様に 3 type に区分出来る。第 2 図 (b), (c) は夫々西縁升形地区と川口地区のもので、

分 析 表

第 1 図

Comparison of the grain size of sandstone

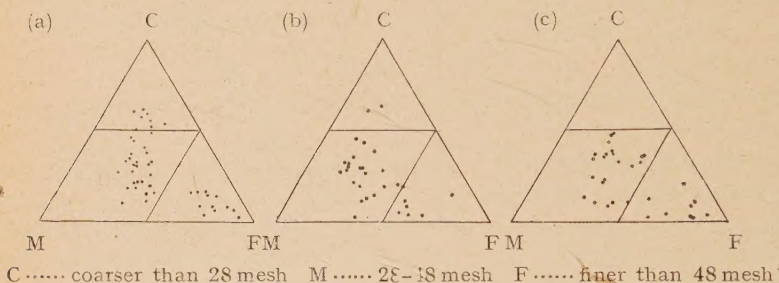


b 川 口 地 区

Loc.	Gravel & granule	Very coarse sand	Coarse sand	Medium sand	Fine sand	Very fine sand	Silt & clay
	>8mesh	8~ 14mesh	14~ 28mesh	28~ 48mesh	48~ 100mesh	100~ 200mesh	<200 mesh
1	0.2	1.4	1.8	26.6	62.1	6.5	1.4
2		1.0	9.0	50.8	27.4	9.6	2.2
3	1.0	12.0	21.6	33.2	20.0	10.4	1.8
4	1.0	10.2	23.4	31.9	21.2	10.4	1.9
5	0.2	16.0	16.0	24.0	36.0	6.2	1.6
6	0.1	12.8	17.0	29.8	32.8	5.7	1.8
7	2.2	13.0	20.4	43.4	15.8	3.8	1.4
8	1.0	12.0	20.4	45.2	16.0	4.0	1.4
9	0.2	17.8	30.0	28.8	16.0	5.0	2.2
10		2.6	4.8	13.4	64.0	13.2	2.0
11	0.1	6.8	14.2	8.4	59.3	8.8	2.4
12	0.2	5.2	4.2	10.4	70.0	0.0	3.0
13	0.2	14.6	28.0	33.6	20.0	2.4	1.2
14		0.8	2.0	8.6	71.8	14.6	2.2
15	1.4	6.2	29.8	34.0	24.4	2.8	1.4
16	1.0	6.0	30.0	34.0	24.6	3.0	1.4
17	0.6	7.8	23.2	34.0	28.6	4.2	1.6
18		0.7	1.3	35.6	44.0	16.8	1.6
19	0.2	5.2	30.0	38.0	22.0	3.4	1.2
20	0.2	5.0	30.6	37.8	21.2	4.0	1.2
21		1.0	12.0	59.4	22.8	3.2	1.6
22		1.0	9.0	56.0	25.0	7.0	2.0
23		2.2	22.0	50.0	20.4	3.8	1.6
24	0.2	7.8	38.8	29.2	14.8	7.4	1.8
25		0.4	1.6	16.0	56.0	23.0	2.0
26		0.6	1.2	15.4	57.2	23.0	2.6
27		0.4	11.4	29.4	35.4	20.2	3.2
28	0.2	5.0	15.6	48.0	24.8	5.0	1.4
29	0.4	4.4	16.4	47.0	24.8	5.4	1.6
30	0.2	2.0	6.0	51.0	32.4	6.0	2.4
31	0.2	2.4	7.0	48.4	34.0	6.0	2.4

(a) に比較して点の集中が分散しており何れも 2 つの type に区分出来るが (a) 程明瞭でない。

第 2 図



升形地区 (升形川沿い) の地質断面上で三盛層から上方に sampling した砂岩についてその垂直的变化をみるために各地層の標式 30 箇所について考察すれば、殆んど粒度による変化は認められず、1~7 と 8~30 の間に 1 つの変化が認められるにすぎないが、下位の個体数が少ないのでこの点で区分することは不明瞭になる恐れがあるのでこの点の吟味は後日に譲ることにする。

川口地区 (鮭川沿い) の地質断面上で鮭川層から上方に sampling した砂岩について、各地層の標式 31 箇所について考察すると、升形地区同様に殆んど大きな変化は認められないが、1~24 と 25~31 の間に変移点が僅かに認められるが上位層の sampling が不充分であるので今回はこの点の吟味も省略する (quartile measune に関する表は省略した)。

(2) **Standard deviation と quartile deviation** 升形地区では standard deviation, quartile deviation の両方とも 1~18 と 19~30 の間に変移点が認められる。一部 grain size 同様に 7 と 8 の間にも僅かに変移点が認められるが下位層の試料少ないので保留する。川口地区は両方ともに 1~14 と 15~31 の間に変移点が認められる (表は省略する)。

(3) **Skewness と kurtosis** 升形地区 30 箇所の 試料からは 1~18 と 19~30 の 2 つに区分される。1~18 は point 5 と 15 の 2 つ以外は全部が正の skewness を示しているのに反して 19~30 は正負共々に存し統一されていない。川口地区では 1~14, 15~24, 25~31 の 3 type に区分され、特に 15~24 は全部が正の skewness を示している。25~31 も 1 つの傾向を示しているが上位層の試料数が少ないので明確に区分することは保留しておく (表は省略する)。

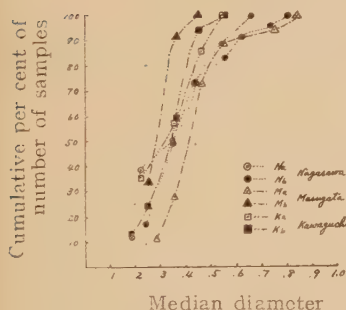
(4) **分析結果の綜括** 以上 3 つの主な項目を総合して三盛層より泉川層迄の上下の sample に対して分析した結果を地層区分には無関係に分類してみると、升形地区では 1~18 と 19~30 に区分可能であり一部 1~18 の間では、1~7 と 8~18 を境として区分出来るが試料数が少ないので今回はこの点の区分は後日に譲り 2 区分することとした。川口地区では 1~14, 15~24, 25~31 の 3 区分が一応可能であるが 25~31 は上位層の試料数が少ないので今回は保留して 1~14 と 15~31 の 2 区分とすることとした。升形地区下部と川口地区上部の細部の吟味は後日に譲り保留しておく。

III 東西両縁の分析結果比較

西縁部升形地区を Ma, Mb の上下に, 川口地区を Ka, Kb に 2 区分し, 又 東縁長沢地区は明瞭に区分できる K₄ 鍵層を境として Na, Nb に 2 区分し, この 6 type について grain size (median diameter) と coefficient of sorting をそれぞれ比較した。先づ median diameter に関し各々の type について累積曲線を示すと 第 3 図の如くなる。東縁長沢地区は先に報告した 4 type に明瞭に区分出来たが K₄ 層を境とした 2 区分では median diameter による明瞭な区分は現われない。40% は区分できるが残りの 60% は類似した曲線を示している。しかるに 升形地区は遥かに median diameter の相異が認められ上位層が下位層より細い粒度を示す。川口地区は長沢地区同様に median diameter による区別は困難である。coefficient of sorting の累積曲線は 第 4 図に示す如くなる。この場合長沢地区は上下の区別明瞭で下位層が非常に良い sorting を示す。

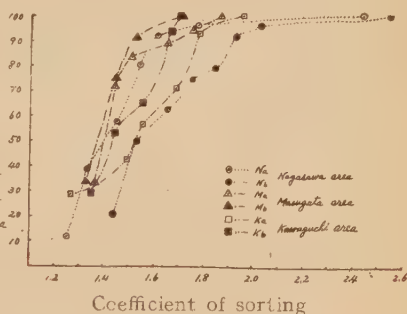
第 3 図

Comparison of the grain size of sandstone



第 4 図

Comparison of the sorting coefficients of sandstone



median diameter で区別の認められた升形地区は却つて sorting では区分が困難であり, 川口地区は長沢地区同様に上下の区分が可能であり 30% は両者区別出来ないが 70% は明かに上部が sorting 良好である。

次に 東西両縁地区別に 垂直的変化を median diameter, coefficient of sorting, standard deviation, skewness の 4 項目について比較すれば次の如く総合される。

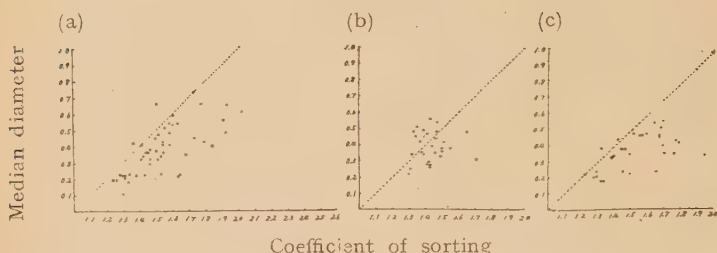
- 1) 東縁部長沢地区は 1~36 と 37~50 を境として大きい変化が認められる。
- 2) 西縁部升形地区は長沢地区の様にすべて明瞭ではないが総合的に 1~8 と 19~30 の点を境として 2 大別出来る。1~18 の Ma type は skewness が No. 5, No. 15 の 2 箇所を除けばすべて正の skewness を示している特徴が認められる。
- 3) 西縁部川口地区は 1~14, 15~24, 25~31 に 3 区分されるが上位層の sampling が不完全であるので一応 1~14 と 15~31 の 2 区分とした。15~24 の skewness はすべて正の skewness を示している。

4) 東縁部は 36 と 37 の間で全項目で大きい変移点が認められるが, 西縁部に於てはこの様に大きく明瞭な変移点は認められない。

盆地の堆積物の動的過程を考える意味から砂岩の機械的営力と運動の関係を出したい

と考え東西両縁の地区別の median diameter と coefficient of sorting の関係を比較した。相関関係を示す散布図は第5図 (a), (b), (c) に示す如くなる。5図(a)は東縁部長沢地区のもので相関関係は3ルート中最も明瞭に表はれている。5図(b)は西縁部升形地区で最も相関関係がなく、5図(c)は西縁部川口地区で長沢地区升形地区の中間の相関関係

第 5 図
Scatter diagram



係を有している。この図でもわかる様に東西両縁の関係は東縁部の方がより明瞭な相関関係を有し、区分対称も容易であり変化に富んだ砂相を示しているが、西縁部は相関関係も小さくなり区分対称が不明瞭になっており砂相の上下の変化は東縁部に比べて非常に不明瞭になっている。

IV 分析結果と岩相層序区分との関係

新庄盆地東縁部小国川附近に関して岩相区分上、下位より三盛、鮭川、清水、泉川、丹形層と西進するにつれて上位層が露出している。盆地の西縁中央部を標式地として行われた岩相標準層序区分上西より東進するに上位層が露出し、下位より三盛、鮭川、八向、清水、泉川層に区分される。然しながら東西両縁のこれらの一連の砂岩相の岩相・層厚の変化は著しく、盆地中央部が新期堆積物に覆われている為に直接而地域を関連づける岩相の追跡が出来ないが、升形・川口地区の南部本合海附近に露出する八向・清水両層の境界に発達する鍵層(K)は田口・雄¹⁾によつて盆地西南縁部を南方に追跡されたが、更に南東縁部を北上することにより長沢地区の八向・清水両層の境界と一致することがわかり一応東西両縁の関係が関連づけられた。

升形地区の分析結果は grain size, coefficient of sorting, standard deviation, skewness, kurtosis の総合によつて一応 Ma, Mb の 2 type に区分することは既に述べたが、Ma type は地層区分上からは三盛層、鮭川層、八向層の 3層の砂岩が相当するものであり、Mb は清水層及び泉川層の一部に相当し清水層下限を以て上下の 2 type に区分された。

川口地区は Ka, Kb の 2 type に区分したが Ka type は鮭川層、八向層に相当し、Kb type は清水層及び泉川層の一部に相当し升形地区同様に八向層以下と清水層以上とで 2 type に区分される。

1) 田口・雄；山形県新庄盆地南部の油田調査報告 (PEAC 報告), 1950.

田口・雄；新庄盆地南部の地質, 日本地質学会東北支部 12月例会講演, 1951

砂岩相の上下の変化は東縁部が一番変化が著しく層厚は西縁に比べて各層何れもが可成り薄くなっているのに反して岩相変化が著しい為 sampling 数も相当数に達し、一応 50箇所を選定したが、西縁の升形地区は層厚が可成厚くなりながら亜炭層近くの堆積輪廻のある附近を除けば東縁に比べて可成り変化の少ない岩相を示している、30箇所の選定となつた。川口地区は升形地区よりは岩相変化に富み銼層以上ではあるが 31箇所が選定される結果となつた。これらの分析結果から地区別のルート其自身の上下の關係は一応比較検討されたが、地区別の比較は現在の段階では上述の程度に止めて今後詳細な吟味を加え盆地内の他地域についても検討を加えた上で批判したい。

少くとも今回までの操作によつて明かにされたことは盆地東縁部の長沢地区の分析結果から小国川南方地域で追跡可能な八向層・清水層の境界鍵層(K_4)を境として大亜炭層群の一連の砂相が上下位に区分され、その環境の相異が見出されたが、更に今回の西縁部升形川口地区に於ても本合海附近南方より追跡される鍵層(K_4)を境として上下に2分されたことである。

この事實は盆地東西両縁に於て共通した環境の変遷(運動)として注目すべき点であると思はれる。野外調査で鍵層として取上げた八向層・清水層の境界のもつ地質学的意味、即ち新庄層群の形成運動に與へた役割は一応野外観察上からも予想されているが、これについての裏付けについては分析結果が盆地東西両縁の3ルートに過ぎず今後他ルートの分析結果の比較検討が必要であるので詳細な吟味は後日に譲る。

V 要 約

新庄盆地東縁部小国川沿岸の砂岩粒度分析によつて西縁部升形地区、川口地区の2ルートの大亜炭層群に含まれる砂の垂直方向の sampling を行い、升形地区 30箇所、川口地区 31箇所についての粒度分析を行い次の様な結果を得た。

(1) Median diameter, coefficient of sorting, standard deviation, skewness, kurtosis の総合的結果から Ma, Mb (升形地区), Ka, Kb (川口地区), の 4 type に分けることが出来た。

(2) 升形地区の Ma, Mb type を比較すれば下位(Ma)は砂粒が荒いが均一性に富み、環境の変移に乏しいが上位(Mb)は砂粒は細いが環境の変化が著しい均質性に欠けた砂相を示した。

(3) 川口地区の Ka, Kb type を比較すれば下位(Ka)と上位(Kb)の砂粒の変化は認められないが Kb が環境の変化が乏しく均質性を有する。

(4) 東縁部長沢地区は鍵層(K_4)で上下位の堆積環境の変移が明瞭に表はれているが、西縁部升形川口地区に於いても Ma, Mb type の境界、Ka, Kb type の境界が何れも鍵層(K_4)相当層の点がその変移点として認められた。

(5) 東西両縁を比較した場合東縁部は上下の岩相の変化が著しく median diameter と coefficient of sorting の相関關係が明瞭であるが、西縁部は変化が少く東縁部に比べて均質性があり相関關係も不明瞭になる傾向を示す。

盆地西縁部については以上の様な結果が得られ一応東縁部とも比較してみたが、盆地全域について粒度分析を行い堆積環境と盆地の形成運動の相互關係がどのように關係づけられるか引き続き検討と考察を進めて行きたい。

本研究費の一部は文部省科学研究費によつたことを明記して謝意を表する。

黄銅鑛中の閃亜鉛鑛骸晶について

Skeletal crystals of sphalerite in chalcopyrite.

荻木 浅彦 (Asahiko Sugaki)*

田代 忠一 (Chuichi Tashiro)*

林 高朗 (Takaaki Hayashi)**

Abstract: Under the microscope, skeletal crystals of sphalerite are found in chalcopyrite from the Kawayama, Oya, Ashio and Daira mines. They are believed as due to exsolution of a solid solution. The writers have made thermal studies on skeletal crystals of sphalerite. No change of skeletal crystals of sphalerite in chalcopyrite is found at 400°C for 24 hours. At temperatures from 425°C to 450°C for 24 hours, the skeletal crystals are absorbed partly by chalcopyrite, and disappear completely at 480°C for 48 hours (Oya), at 500°C for 24 hours (Kawayama), at 500°C for 48 hours (Daira) and at 515°C for 24 hours (Ashio). The solid solutions of chalcopyrite and sphalerite, obtained by heating at temperatures from 475°C to 530°C, show slightly the unmixing process at various constant temperatures from 200°C to 400°C for 24 hours. The sphalerite, then, appears in fine worm-like, drop-shaped or skeletal crystals.

ま え が き

反射顕微鏡下で黄銅鉱と閃亜鉛鉱とは特徴ある共生組織を呈する。ここで述べる黄銅鉱中の閃亜鉛鉱骸晶もその一つで、これは主として高温性鉱床産の黄銅鉱中に見出され、本邦においても日立、神岡等¹⁾をはじめ多くの高温性鉱床よりの報告があり、またその骸晶の成因に関してもすでに H. Borchert や中野長俊等の熱実験的な研究²⁾がある。それによれば本骸晶は固溶体の離溶産物であると考えられる。この様に黄銅鉱中の閃亜鉛鉱骸晶については詳しい研究が進み、殆んど問題の余地が残されていない様な現状であるにも拘らず、こゝに再びこの種の共生体を取り上げて論じるのは次の問題が生じて来たからである。即ち

1) 最近筆者の一人 T. H. により第三紀浅成低温鉱脈と考えられている秋田県太良鉱山産黄銅鉱中に星状閃亜鉛鉱骸晶が見出され、その結果従来の高温性離溶産物の他に低温離溶性または交代性骸晶の存在が推定される一方、逆に上記の骸晶が従来の考えの如く高温性産物であれば太良鉱床の少くとも一部は浅成高温の状態を考えねばならず、その認識は東北地方第三紀熱水鉱床の生成条件を推定する上に重要である。

* 東北大学理学部岩礦教室

** 富士製鉄室蘭製鉄所

1) M. Watanabe and W. R. Lamdwehr, Jour. Geol. Soc. Japan, **30**, 13~16, 1923; 渡辺万次郎・井関貞和, 岩礦, **7**, 274~276, 1923.2) H. Borchert, Chemie der Erde, **9**, 156~157, 1934; 中野長俊, 岩礦, **18**, 159~172, 1937; 荻木浅彦・山江徳載, 地質雑誌, **58**, 247~248, 1952.

2) 黄銅鉱-黄銅鉱離溶共生を研究した筆者の1人 A. S.¹⁾ はその生成温度が溶質鉱物の量によつて可なり変化する事実を見出し、この様な離溶共生を地質温度計として利用する危険を先に警告した。この様な危懼は他の種類の離溶共生例えば上記の閃亜鉛鉱-磁黄鉄鉱等についても当然考えられ、低温性存在の可能性があり、この点地質温度計の立場から吟味を要する。

以上の様なことから筆者等は本邦産黄銅鉱中の閃亜鉛鉱微晶について改めて実驗的考察をすすめてみる必要にせまれ、産状の異なる山口県河山、兵庫県大屋、栃木県足尾、秋田県太良の4鉱山産黄銅鉱について加熱実験を行ない、その生成温度を推定してみた。

試 料 の 産 状

河山鉱山産黄銅鉱 当鉱床²⁾は粘板岩、一部石灰岩中の衝上断層に沿う裂け目充填一部交代性の高温熱水鉱床で、磁硫鉄鉱、黄銅鉱、鉄閃亜鉛鉱、硫砒鉄鉱、灰重石、黄鉄鉱、ヘデ、輝石、柘榴石、陽起石、石英、方解石等を産する。実験に供した黄銅鉱は90m地並北押富鉱部産のもので、磁硫鉄鉱、鉄閃亜鉛鉱、陽起石等と密接に混ざり、反射顕微鏡下でも3鉱物と共に常に閃亜鉛鉱微晶を有する。この微晶は3~10 μ 大、不規則粒状、蠕蟲状、樹枝状、苔状等を呈し、結晶学的方向に支配された星状のものは少ない。

足尾鉱山産黄銅鉱 実験に供した試料は銀盛銅産³⁾のものである。これは足尾石英粗面岩床の北西部にある60脈で、黄銅鉱、鉄閃亜鉛鉱を主とし、これに硫砒鉄鉱、磁硫鉄鉱、黄鉄鉱、方鉛鉱、黄錫鉱及び石英、方解石の脈石を伴う。反射顕微鏡下で黄銅鉱中には小塊状の鉄閃亜鉛鉱、小塊状、滴状及び蠕蟲状の磁硫鉄鉱、自形、半自形の硫砒鉄鉱及び黄鉄鉱等と共に多数の閃亜鉛鉱微晶がみられる。この微晶の多くは規則正しい星状(第1図A、B、第2図B)を呈するが、一部不規則形(第1図D)をなす。その大きさ2~8 μ 内外。

大屋(夏梅)鉱山産黄銅鉱 本鉱床⁴⁾は中生層を貫く蛇紋岩体中の破碎帯に存し、粘土及び滑石と共に磁鉄、硫砒ニッケル鉱、磁硫鉄鉱、黄銅鉱、硫砒鉄鉱、閃亜鉛鉱、方鉛鉱、四重安銅鉱、硫鉄ニッケル鉱等を産する。反射顕微鏡下で黄銅鉱中に塊状の磁硫鉄鉱、閃亜鉛鉱、硫砒鉄鉱等と共に多数の閃亜鉛鉱微晶がみられる。微晶は2~6 μ 大、星状を主とし、一部滴状、樹枝状を呈する。尚本実験に供した試料は中野長俊博士の採集されたものである。

太良鉱山産黄銅鉱 実験の試料⁵⁾は14号通より採集したものである。本鉱⁶⁾は第三紀緑

1) A. Sugaki, Sci. Rept. Tohoku Univ., Ser. 3, **5**, 113~128, 1955; 菅木浅彦・山江徳載, 岩礦, **34**, 29~39, 76~87, 1950.

2) 上島丈児・佐々木伝一, 地質雑誌, **56**, 1~6, 1950; 中村威, 地質雑誌, **57**, 325, 1951; 本多共之, 地質雑誌, **56**, 247~248, 1950; 野村英一・本多共之, 鉱山地質, **2**, 17~19, 1951; 原口正敏, 東北大岩礦卒論, 1951.

3) 田代忠一, 東北大岩礦卒論 1953; 山江徳載, 岩礦, **39**, 21~30, 1955.

4) 平林武, 日本鉱業会誌, **25**, 1909; 中野長俊, 岩礦, **9**, 236~246, 1933; **11**, 236~240, 1934; 中本明, 地質雑誌, **40**, 302, 1933; 木下亀城, 岩礦, **14**, 58~71, 103~108, 1935, **15**, 124~134, 1936.

5) 実験に供した試料の一部は、古河鉱業太良鉱山 高橋明俊氏より恵贈せられたものである。厚く謝意を表する。

6) 伊藤昌介・福本博美, 地質雑誌, **55**, 141~142, 1949; 伊藤昌介, 地質調査所月報, **1**, 194~199, 1950; 地質調査所報告, No. 143, 11~16, 1951; 林高朗, 鉱山地質, **4**, 42, 1954; 東北大岩礦卒論 1953.

色角礫凝灰岩中の淺成綫狀鉍脈で、閃亜鉛鉍、方鉛鉍を主とし、これに黄銅鉍、黄鉄鉍、石英、方解石、緑泥石、菱マンガン鉍を伴う。反射顕微鏡下で黄銅鉍中に塊状の閃亜鉛鉍¹⁾、方鉛鉍及び小塊状、滴状、葉片状、蠕蟲状等の磁硫鉄鉍(第2図E)等と共に多数の閃亜鉛鉍結晶がみられる。本鉍晶は1~6 μ 大の微晶のほか15~20 μ 稀に50 μ に達する大形のものがあり、それ等の形は第1図A, B, C, 第2図Aの様に種々で一定しない

第1図 閃亜鉛鉍結晶の形状



が、大形のもの是不規則形或いは不完全星状を呈し、稀にその内部に細滴状黄銅鉍を含有する。このほか黄銅鉍に接して肉眼的に5~10mm大の六角板状乃至葉状を呈する黄鉄鉍を産する。その外形より磁硫鉄鉍結晶の黄鉄鉍化した可能性が考えられる。

閃亜鉛鉍結晶

実験に供した黄銅鉍中の閃亜鉛鉍結晶の形状は第1図及び第2図の様に不規則粒状、蟲状乃至樹枝状のものから明瞭に結晶学的方向に支配された星状結晶まで種々のものがあるが、その大きさは普通2~5 μ 程度のもので、略々一定している。但し太良鉍山産のものには15~20 μ 稀に50 μ に達する大形のものが存在する。結晶学的方向を示す星状結晶には十字形を呈するもの、又四辺形の輪廓を有し、屢々その尖端より四方に射出するもの、或る単に1点より3方向3又状に射出するもの及び之等の各形状が互に結合したもの等があるが、これらの多くは4回対称或いは3回対称を示し、且つ黄銅鉍の同一面内では同一形状を呈する。これらの点より上記の星状結晶は恐らく黄銅鉍の(100), (001) 或いは(111)等の方向に沿つて閃亜鉛鉍が固溶体より析出した結果生じたものと推察される。J. W. Gruner²⁾は黄銅鉍の(100), (001) 面及び(111)面の硫黄原子の配置がそれぞれ閃亜鉛鉍の(100)面及び(111)面の硫黄原子の配置によく一致することより、両者の結晶学的共生がこれらの面によつて支配されると述べている。なおこのほか閃亜鉛鉍結晶は屢々黄銅鉍結晶の境界に沿つて現われて来る場合があり、また太良及び河山産閃亜鉛鉍結晶の一部のもの、の如くその内部に細滴状黄銅鉍を有し、2段階溶解の現象を呈することがある。今上記鉍、産黄銅鉍中における閃亜鉛鉍結晶の状態を表示すれば次の様である。

閃亜鉛鉍結晶の状態

産地	大きさ(μ)	量 (0.05mm ² 中の箇数)	形状 (第1図参照)
河山	2~6	10~20*	主としてD型、一部A型。 A, E型のもの多し。 A, B型多し。 C型多し。 主としてA型、一部B, D型。
足尾	2~8	30~50**	
太良	{1~6	20~35**	
	{15~20(50)		
大屋	2~6	30~40*	

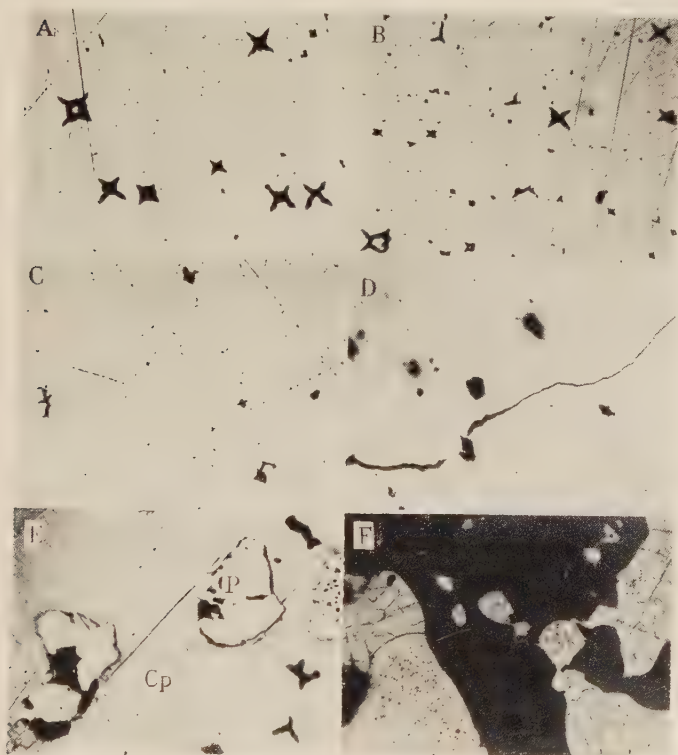
* 研磨面中場所による量的差異が比較的少ない。

** 研磨面中場所による量的差異が甚だしい。

1) 塊状閃亜鉛鉍は一部懸滴状の黄銅鉍を有し、その黄銅鉍中には屢々葉片状、レンボ状、蟲状のキューバ鉍様鉍物がみられる。

2) J. W. Gruner, Am. Min., 14, 470~481, 1929.

第 2 図



- A. 太良鉱山産黄銅鉱(淡灰色)中の閃亜鉛鉱骸晶(暗黒色), $\times 380$.
 B. 足尾鉱山産黄銅鉱(灰色)中の閃亜鉛鉱骸晶(暗黒色), $\times 380$.
 C. 黄銅鉱-閃亜鉛鉱固溶体(試料河山産)より析出した不規則形の閃亜鉛鉱骸晶(黒色), 固溶条件: 500°C , 24hrs., 離溶条件: 300°C , 24hrs. $\times 380$.
 D. 黄銅鉱-閃亜鉛鉱固溶体(試料太良産)より析出した紐状閃亜鉛鉱(暗色部) 固溶条件: 530°C , 6hrs., 離溶条件: 400°C , 24hrs. $\times 380$.
 E. 太良鉱山産黄銅鉱(Cp)中の磁硫鉄鉱(P)と閃亜鉛鉱骸晶(暗色) $\times 380$.
 F. 黄銅鉱-塊状閃亜鉛鉱(暗色)2次的固溶体の離溶析出した網状, 準細胞状, 細点状, 閃亜鉛鉱(暗色). 固溶条件: 530°C , 6hrs, 離溶条件: 400°C , 24hrs. (試料太良産) $\times 380$.

実 験 の 方 法

予め反射顕微鏡で観察した閃亜鉛鉱骸晶を有する約6mm大の黄銅鉱小片を内径9mm, 長さ25mmの硬質硝子管中に封入し, 所定の温度に保つた略型移動式電気炉中で一定時間加熱, 加熱後は電気炉下部にもうけられた水槽中に落して急冷, 再研磨後反射顕微鏡下で閃亜鉛鉱骸晶の変化を観察し, これが完全に消失する温度を求めた。次に閃亜鉛鉱

骸晶を消失した試料を比較的低温で annealing し、再び閃亜鉛鉱を析出させ、その形状及び組織をしらべた。微細組織の観察には高倍率レンズを用い、また実験中長時間温度を一定に保つためには電位差計式自動温度調節計を使用し、24時間以上の加熱でも温度誤差を $\pm 5^{\circ}\text{C}$ 以内にとどめることが出来た。

骸晶消失の実験

加熱実験の結果は第1表の如くで、各試料とも 400°C 24hrs. 或はそれ以下の加熱では殆んど閃亜鉛鉱骸晶の変化はみられないが、 425°C 24hrs. 加熱頃より骸晶は僅かながら黄銅鉱中に吸収し始められ、 450°C 24hrs. 加熱ではかなりの量が拡散して骸晶の減少が目立ち、更に 475°C 或いは 480°C 24hrs. で大半または大部分が消失して僅か残存する程度となり、 480°C 48hrs. (大屋)、 500°C 24hrs. (河山)、 500°C 48hrs. (太良¹⁾)及び 515°C 24hrs. (足尾)の条件下で骸晶は完全に吸収されて見えなくなってしまう。今足尾産閃亜鉛鉱骸晶の加熱による量的変化を示せば第2図の様である。

加熱による骸晶の変化は原骸晶が一般に微細なため明確に観察することは困難であるが、各骸晶は先づその形の一部を吸収されて不完全な形となり、更に進めば変形の度を増加して蟲状、微細樹枝状或いは苔状の断片と化し、遂には微粒乃至細点状を経て完全に消失する(第4図)。

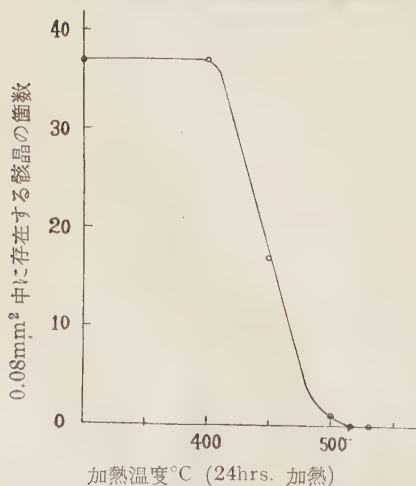
この加熱実験中閃亜鉛鉱骸晶の変化のほか次の様な現象が観察された。

1) 黄鉄鉱様鉱物の析出 太良及び足尾鉱山産黄銅鉱中に 400°C 前後より $2\sim 15\mu$ 大の粒状を呈す黄鉄鉱様鉱物の現出がみられた。

2) 黄銅鉱-磁硫鉄鉱固相反応縁鉱物の生成 河山²⁾、大屋、足尾産の試料中黄銅鉱とそれに接する磁硫鉄鉱とが本実験の総ての温度で互に固相反応を起し、両者の境界に淡紅色を帯びた黄褐色のキューバ鉱様鉱物(黄銅鉱-磁硫鉄鉱固溶体)或は黄銅鉱-キューバ鉱固溶体と推定される鉱物を生成する。この鉱物の発達は $480^{\circ}\sim 500^{\circ}\text{C}$ で急速に進み、試料の黄銅鉱の全面に生ずる場合さえある。これを $200^{\circ}\text{C}\sim 300^{\circ}\text{C}$ の低温で annealing するかまたは電流を断つた電気炉中で緩冷すれば黄銅鉱とキューバ鉱様鉱物とよりなる見事な格子状融離組織が得られる。この反応縁鉱物の生成が上記骸晶の消失に与える影響を一応考えてみる必要がある。

3) 黄銅鉱-硫砒鉄鉱固相反応縁鉱物の生成 足尾²⁾及び河山両鉱山産試料中の硫砒鉄鉱は $480^{\circ}\text{C}\sim 500^{\circ}\text{C}$ 以上の加熱で周囲の黄銅鉱と反応してその

第2図 加熱による足尾鉱山産黄銅鉱中における閃亜鉛鉱骸晶の量的変化



1) 太良鉱山産の試料は加熱中粉碎し、再研磨の場合困難をきたした。

2) A. Sugaki, Sci. Rept. Tohoku Univ., Ser. 3, 5, 95~112, 1955.

境界に沿って灰青色を呈す等方性の反応縁鉍物を生成する。この鉍物の本質については現在研究中。

4) 滴状乃至蠕蟲状磁硫鉄鉍の消失 太良, 足尾, 大屋産黄銅鉍中の滴状乃至蠕蟲状磁硫鉄鉍は本実験の温度で黄銅鉍中へ拡散して2)で記したキューバ鉍様鉍物乃至固溶体を形成しつつ, それ自身は次第に小さくなり $500^{\circ}\sim 530^{\circ}\text{C}$ 以上で大半或いは殆んど全部消失する¹⁾。

5) 塊状閃亜鉛鉍の変化 各鉍山産試料中の塊状黄銅鉍は $500^{\circ}\sim 530^{\circ}\text{C}$ 加熱で, その周囲より黄銅鉍の固相拡散を受けて交代され第5図の様な波状円弧で囲まれた外形に縮小変

第1表 加熱による閃亜鉛鉍骸晶の変化

加熱条件		閃亜鉛鉍骸晶の変化			
温度 $^{\circ}\text{C}$	時間 hrs.	太良	河山	大屋	足尾
400	24	● ●	● ●	● ●	● ●
425	24	*	*	*	*
450	24	*	*	*	*
475	24				*
	48				*
480	6	*	*	*	*
	24	*	*	*	*
	48	*	*	*	*
500	6	*	*	*	*
	24	*	*	*	*
	48	*	*	*	*
515	24				*
530	6	*	*	*	*
550	6	*	*	*	*

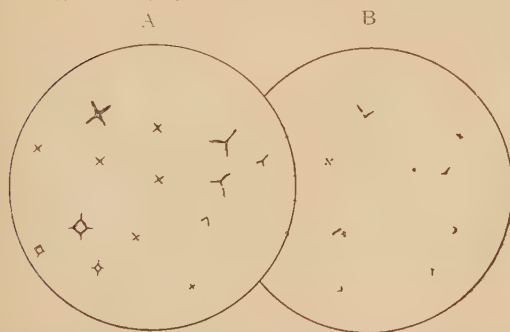
● ● 変化なし。

* 僅かに黄銅鉍中に吸収され始める。

** 大部分吸収されるが, 一部明かに残存。

*** 完全に吸収される。

第4図 加熱による閃亜鉛鉍骸晶の変化



A, 加熱前; B, 480°C 24hrs. 加熱, 試料太良産。白色部, 黄銅鉍; 黒色部, 閃亜鉛鉍。 $\times 200$ 。

骸晶析出の実験

$475^{\circ}\text{C}\sim 530^{\circ}\text{C}$ の温度で閃亜鉛鉍骸晶を消失した試料を $200^{\circ}\text{C}\sim 400^{\circ}\text{C}$ の温度で an-

化する。これは所謂黄銅鉍—閃亜鉛鉍 2次的固溶体²⁾の生成を意味する現象と考えられる。また一方この塊状閃亜鉛鉍は $400^{\circ}\sim 425^{\circ}\text{C}$ 附近より, 磁硫鉄鉍成分の拡散を受けた黄銅鉍細脈の侵入を蒙り貫入組織を形成する。この種の黄銅鉍はまた磁硫鉄鉍中にも細脈状乃至網状に侵入する。

1) 完全に消失する温度の決定は更に多くの実験を行い, 統計的に考察した上で行いたい。

2) A. Sugaki, Sci. Rept. Tohoku Univ., Ser.3, 4, 185~193, 1953; 地質雑誌, 59, 1~14, 1953.

nealing し、再び閃亜鉛鉱を析出させる実験を行った。以下その結果を述べる(第2表)。

第2表 離溶による閃亜鉛鉱の晶出 (No. 1 及び No. 2 の実験結果)

固溶条件		離溶条件		閃亜鉛鉱現出の状態			
温度 (°C)	時間 (hrs.)	温度 (°C)	時間 (hrs.)	太良(D)	河山(K)	大屋(O)	足尾(A)
530	6	200	24	稀に細紐状、 点滴状現出*	点滴状、点線 状稀に現出*	点線状、不規 則骸晶現出	細点状、小滴 状稀に現出
		250	24	同上	紐状、虫状現 出	紐状、虫状、 点線状僅量現 出	同上
500 (K, O)	24	300	24	虫状、細滴状 僅量現出	不規則骸晶、 点滴状、紐状 僅量現出	点線状、細滴 状僅量現出	紐状、点線状 不規則滴状現 出
515 (A)	24						
530 (I)	6						
530	6	350	24	紐状、滴状稀 に現出, (+)	点線状、虫 状稀に現出*, (+)	点線状、細滴 状稀に現出, (-)	紐状、虫状稀 に現出, (+)
		400	24	点線状、虫状稀 に現出*, (+)	虫状、紐状、 細点状稀に 現出*, (+)	点線状、小滴 状、不規則骸 晶僅量現出, (+)	小滴状、虫状 稀に現出, (+)

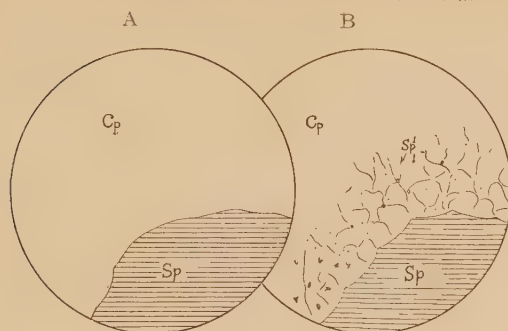
(+) 2 次的固溶体の離溶組織がみられる。

全々現出しない場合がある。

No. 1 の実験 上記4鉱山産試料とも 530°C, 6hrs 加熱で閃亜鉛鉱骸晶を完全に黄銅鉱中に拡散消失させた後、これを 400°C, 350°C, 250°C 及び 200°C の各温度で 24hrs 保温した。かゝる試料を反射顕微鏡下で観察すれば、1~2 μ 以下の細点状、不規則樹枝状苔状、或いは幅 1 μ 、長さ 30~50 μ の紐状乃至蟲状の閃亜鉛鉱が極めて僅量現われていることを認める。しかしこれは極めて局部的で時には全々現われない場合もある。この場合塊状閃亜鉛鉱が存在すれば、それに接する周囲の黄銅鉱中に第5図及び第2図Fの様な準細晶状、網状、小滴(2~4 μ)乃至細点状、稀に不規則骸晶状(1~2 μ)を呈す閃亜鉛鉱が新しく析出する。これは 530°C 加熱によつて生成されたと考えられる黄銅鉱—閃亜鉛鉱2次的固溶体の離溶現象で、主として 350°C または 400°C 保温の場合に著しく、それ以下の温度では普通みられない。これと同様の現象は既に中野長俊によつて報告されている。

No. 2 の実験 次に固溶体の生成温度をかえて、太良産のものは上記同様 530°C, 6hrs., 足尾産のものに 515°C, 24hrs. 河山及び大屋のものは共に 500°C, 24hrs. とし、これらを 300°C で 24hrs. 保温すれば、太良産のものは上記同様極く僅か局所的に細点状、細紐状の閃亜鉛鉱が現われる場合もあるが、屢々全く現出せず、足尾、河山及び大屋産のものはこれまた僅量であるが、No. 1 の実験の場合より心持ち稍々多く感ぜられ、稀に 1~3 μ 大の不規則粒状乃至骸晶或いは紐状を呈す閃亜鉛鉱の晶出がみられる。

第 5 図 黄銅鉱—閃亜鉛鉱 2 次的固溶体の離溶



A, 加熱前 ; B, 530°C 6hrs. 加熱で黄銅鉱 (Cp) と塊状閃亜鉛鉱 (Sp) との固相反応によって生じた 2 次的固溶体を 400°C 24hrs. 保温した場合現われた網状, 準細胞状, 不規則粒状等閃亜鉛鉱 (Sp'). $\times 500$

しかしながら 上記両実験における閃亜鉛鉱の析出は原骸品のそれに比し、極めて劣勢で、その量は問題にならぬほど僅かである。この様に固溶体の離溶現象が容易でないわけは、経験的¹⁾に考えて、最初加熱して固溶体を調整する場合の温度に原因することが多く、上記実験の場合も、閃亜鉛鉱骸品が高温で黄銅鉱中へ広く均一に拡散していき、寧ろその温度で未飽和の状態になった疑があり、このような固溶体から溶質鉱物を析出させることは容易でない。故に実験的に閃亜鉛鉱骸品を析出さすには、固溶体を調整する場合、その温度で黄銅鉱が丁度閃亜鉛鉱成分にて飽和され、温度が降れば直ぐにでも過飽和の状態になる様な固溶体を作ることが望ましく思われる。このことは上記 No. 2 の実験において固溶体調整温度の低い河山、大屋等のものが No. 1 の実験におけるそれらに比し、僅かながら多くの閃亜鉛鉱を析出する事実より明かである。故に筆者等はこのような考案のもとで更に足尾銅山産試料について半定量的な実験を進めた。

No. 3 の実験 足尾銅山産閃亜鉛鉱骸品は比較的均等に分布し、黄銅鉱研磨面 0.08 mm² 中大きさ 2~8 μ のものが平均 35~40箇位存する。これを 475°C~500°C の温度で 24~48hrs. 加熱して完全に消失させず、研磨面 0.08mm² 中 1~3箇位残る程度にし、更に 200°C~400°C の温度で annealing すれば、次の如く僅かではあるが明瞭に閃亜鉛鉱骸品の増加がみられる。即ち

試料名	固 溶 条 件		(残存骸品の数 ^{a)})	離 溶 条 件		(品出骸品の数 ^{a)})
	温度°C	時間 hrs.		温度°C	時間 hrs.	
A	475	48	(2)	300	24	(9)
B	500	24	(1)	300	24	(7)
C	500	24	(1)	400	12	(1)
D	500	48	(1)	200	24	(5)
E	530	24	(0)	250	24	(0)

* 黄銅鉱研磨面 0.08mm²中の閃亜鉛鉱骸品の箇数、但し、紐状、蠕虫状等のものは除いた。

1) 萱木浅彦, 岩礦, 33, 109~118, 1949.

の様で、閃亜鉛鉱の晶出は固溶体調整の場合高温で骸晶を極度に拡散させない試料において最もよく、且つ 300°C 附近の保温が難溶に最適であると言うことが出来る。この場合晶出する骸晶は第2図Cの如く不規則状の骸晶を主とし、稀に不規則粒状、蠕蟲状乃至紐状等を呈するが、規則的な星状のものはみられない。なお河山及び大屋産のものの如く、加熱により黄銅鉱と磁硫鉄鉱とが互に反応して拡散生成物を顕著に形成する様な所には一般に閃亜鉛鉱骸晶は晶出し難い。閃亜鉛鉱骸晶晶出の条件についてはなお問題があり、上記の方法が唯一の条件とは考えられず、長時間の annealing は未だ行なつて居らず、これらの点について今後更に研究を続ける積りである。

実験結果の考察

1937年中野長俊は神岡鉱山産黄銅鉱中の閃亜鉛鉱骸晶が 480°C , 3hrs. 加熱で完全に消失することを見出し、また H. Borchert もそれよりさき 1934年に黄銅鉱中の閃亜鉛鉱骸晶が 550°C で固溶体を形成すると述べている。今回筆者等の実験した4鉱山産黄銅鉱中の閃亜鉛鉱骸晶は $480^{\circ}\sim 515^{\circ}\text{C}$ の可なり似かよつた温度で消失する。これらの事実より、黄銅鉱中の閃亜鉛鉱骸晶は実験的に $500^{\circ}\text{C} \pm 20^{\circ}\text{C}$ 、高くても 550°C 附近の温度で固溶体を形成することになり、その温度範囲は筆者等の実験では $480^{\circ}\sim 515^{\circ}\text{C}$ の 35°C 、これに Borchert の実験まで考慮すれば $480^{\circ}\sim 550^{\circ}\text{C}$ の 70°C となり、稍々広くなるが、斑銅鉱-黄銅鉱格子状共生¹⁾の場合の $300^{\circ}\text{C} \sim 475^{\circ}\text{C}$ の 175°C に較べれば遙かに狭い結果となる。この結果は同骸晶が比較的高温の鉱床に限られて産する事実をよく反映し、かつまた産状の事となる骸晶の消失温度が可なり近い値 (例えば筆者の実験した $500^{\circ} \pm 20^{\circ}\text{C}$) を示すことは、黄銅鉱中における閃亜鉛鉱分子の固溶が極く狭い範囲に限られていることを暗示するものと推察され、かゝる難溶共生体ならば地質温度計として或る程度の利用価値があると考えられる。尤も筆者等の固溶体生成温度である $500^{\circ}\text{C} \pm 20^{\circ}$ (2) という値は簡単な実験条件下の結果であり、圧力その他熱水条件下の補正は現況下では困難で行なわれて居らず、従つてこの値を直ちに鉱床生成温度として利用するわけには行かない。鉱床生成温度の参考資料程度に考えるべきであらう。

しかしその生成温度の絶対値はともかくとして、1) 閃亜鉛鉱骸晶を含む黄銅鉱が接触交代鉱床、深成乃至半深成熱水鉱床等の比較的高温と考えられる鉱床より産すること、2) 同じ黄銅鉱が磁硫鉄鉱、硫砒鉄鉱或いは懸滴状黄銅鉱を含む閃亜鉛鉱と共存すること、3) 上記閃亜鉛鉱骸晶の消失温度が4鉱山産試料とも略々 500°C に近い値を示すこと等より、閃亜鉛鉱骸晶を含む黄銅鉱が一般に比較的高温の条件下で生じたと考えて差支えない様と思う。

以上の実験結果より黄銅鉱中の閃亜鉛鉱骸晶の固溶温度はこれまで知られていた値に近い 500°C 附近の温度であるが判り、この温度が相対的に鉱床の生成温度を示すものとすれば、先に筆者の危懼した低温性閃亜鉛鉱骸晶の存在や地質温度計の問題は一応考える必要がないことになる。しかしその反面こゝに1つの問題が生じて来た。即ち従来浅成低温性熱水鉱床とされていた秋田県太良鉱床のことで、本実験の結果から、同鉱床産黄

1) A. Sugaki, Sci. Rept. Tohoku Univ., Ser. 3, 5, 113~128, 1955.

2) 本実験より更に長時間の加熱を行なえばその温度は骸晶の変化しはじめる $425^{\circ}\sim 450^{\circ}\text{C}$ 附近に落着く可能性も考えられる。

銅鉄の少なくとも一部の生成温度は比較的高温を推定しなければならない。このことは既述した小塊状、滴状、蠕蟲状の磁硫鉄鉱の存在や磁硫鉄鉱の仮像らしい黄鉄鉱の現出によつて更に裏付されるが、特殊な鉄床生成の条件例えば水その他の存在等で上記の実験温度が著しく低下する様なことも考えられ、もつと多く他の方面から資料を集めた上でなければこの点断言出来ない。しかし上記の結果は東北日本第三紀浅熱水鉄床の生成温度に関する参考資料として重要視さるべきで、今後かゝる見地より上記浅熱水鉄床を観察してみる必要がある。

謝辭 本研究中種々御指導を賜つた渡辺万次郎先生に厚く感謝の意を表する。なお本研究に要した費用の一部は文部省科学研究費による。こゝに明記して謝意を表する。

日高国ホロベツ川上流(ニオベツ川)の混成岩体に見出された

斜長石柘榴石紫蘇輝石角閃石岩の流石*

The plagioclase garnet hypersthene hornblende rock as a block on the River Horobetsu (the River Niobetsu), in the central migmatite bodies, Hidaka province.

浅 井 宏** (Hiroshi Asai)

Abstract: The writer describes the petrographical characters of the plagioclase garnet hypersthene hornblende rock found as a block on the River Horobetsu, Hidaka prov. and gives some considerations on its genesis.

I ま え が き

1954年7月、日高国ホロベツ川上流(ニオベツ川)の塩基性岩類及びミグマタイトを調査する機会に恵まれた。その時、日高、十勝両国の国境附近に於て、斜長石柘榴石紫蘇輝石角閃岩の流石を採取した(第1図)。採取した地域は勿論、その上流の地域もすべていろいろの岩質のミグマタイトからできている。そして、斜長石柘榴石紫蘇輝石角閃岩の露出を確かめることは出来なかつたが、この岩石はミグマタイトと密接な関係をもつて露われているものと考えられる。

この岩石はその構成鉱物からみると、本邦¹⁾²⁾³⁾⁴⁾又は諸外国によく知られている榴輝

日本地質学会札幌支部例会講演, 1955年5月

* 北海道学芸大学地学教室

1) Suzuki, Z.; Jour. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ. Ser. IV, **1**, 1930

2) 岡忍; 東大卒論(手記), 1933

3) 堀越義一; 地質, **44**, 141~144, 1937

4) 石川俊夫; 岩礦, **36**, 42~46, 1952

岩又は榴輝岩質岩石とよく以ているが、鉍物成分及びその性状が異つていて、エスコラのいう狭義のグラニュライト相¹⁾に属する岩石と考えられる。ミグマタイトが分布している地域に此の様な岩石があると考えられることは、ミグマタイトが幾度かの変遷を経て尚、角閃岩相を示しているのに比較して、その岩質が極めて特異なものなのである。そしてミグマタイトと此の様な特異な岩石とが共存すると考えられる事は間接的にミグマタイトの生成される困難な条件を逆に知ることが出来ると思われる。

然し、こゝではこの斜長石柎榴石紫蘇輝石角閃石岩の性状を記載して、若干の考察を行うこととする。

尚本地域は既に鈴木守、佐藤博之によつて、最近、調査せられた²⁾。

第1図 斜長石柎榴石紫蘇輝石角閃石岩を採取した位置……×印



第2図 斜長石柎榴石紫蘇輝石角閃石岩の顕微鏡のスケッチ



研究に当つて北海道大学舟橋三男、橋本誠二両助教授、北海道地下資源調査所齊藤昌之課長を始めとする日高変成帯研究グループの方々に種々御討論をしていただき、現地で橋本誠二助教授、鈴木守学士の御教示を受けた。又終始変らぬ御指導、御鞭撻をして戴いた北海道大学鈴木醇、石川俊夫両教授に感謝申上げる。

研究に用いた経費の一部は文部省自然科学研究費、開発庁、北海道地下資源調査所

1) Eskola, P.; Geol. Fören. I Stockholm Förhdl., 1929

2) 鈴木守, 佐藤博之; 北大修論, 1952

の御援助に負う所が多く当局に感謝を捧げる次第である。

II 外 観

本岩礫は塊状の半径、約 30cm 余りの、円磨せられていない暗灰色の非常に堅い岩石で、紅褐色の柘榴石が暗灰緑色の素地の中に散点している。

III 顕微鏡下の観察

主要な構成鉱物は角閃石、斜方輝石、柘榴石、斜長石、黒雲母で副成分鉱物は磁硫鉄鉱、磁鉄鉱、石英、及び緑色スピネルである。これらの構成鉱物が相組合つて、所謂斑岩の構造を示すか又は部分的にオフィテック構造を示している。(第2図)

上に述べた岩石を比較の為に之とよく似た本邦に産出する榴輝岩、又は榴輝角閃岩の鉱物を第1表に示した。尚、本岩石のモードの一例を第2表に示した。

第1表 本邦産柘榴石角閃岩、榴輝岩と斜長石柘榴石紫蘇輝石角閃石岩の構成鉱物表
() 内の鉱物名は比較的少量の成分

榴輝岩 ¹⁾ 赤石(鈴木)	榴輝岩 ²⁾ 東赤石山(堀越)	榴輝角閃岩 ³⁾ 吉野川(流石) (石川)	斜長石柘榴石紫蘇輝石角閃石 岩 ホロベツ川(流石)(浅井)
柘榴石 緑輝石 (藍閃石) 白雲母 (斜長石) 石英 (金紅石) (緑泥石) (榎石)	柘榴石 透輝石 頑火輝石 橄欖石 (角閃石) (緑簾石) (斜黝簾石) (曹長石) (金紅石) (緑泥石) (チタン鉄鉱、 磁鉄鉱) (榎石) (鱗灰石)	柘榴石 単斜輝石 藍閃石 緑色角閃石 緑簾石 (斜黝簾石) (白雲母) (斜長石) (石英) (金紅石) (緑泥石) (チタン鉄鉱)	柘榴石 淡桃色, $N_{580\mu} = 1.834$ $G = 3.862$ 紫蘇輝石 X...明るい黄色 Y...くすんだ黄色 Z...緑青色 $2V(-) \dots 72^\circ, 77^\circ$ $n_2 = 1.720$ 緑色角閃石 X...明るい黄色 Y...やゝくすんだ黄色 Z...やゝこい緑黄色 又はうすい青色 $2V(-) \dots 72^\circ, 92^\circ$ $c \wedge Z = 14, 15, 16$ $n_2 = 1.687$ 黒雲母 X...うすい褐色 Y, Z...暗い褐色 $n_2 = 1.657 \sim 1.648$ 斜長石 $An_{55}, An_{50}, An_{40}, An_{35}$ An_{43} (石英) (磁硫鉄鉱, 磁鉄鉱) (緑色スピネル)

第2表 斜長石柘榴石紫蘇輝石角閃石岩のモード

緑色角閃石	37.8
紫蘇輝石	19.3
柘榴石	16.9
斜長石	12.4
黒雲母	6.3
磁硫鉄鉱, 磁鉄鉱, 緑色スピネル	4.2
石英	3.1
	100.0
(柘榴石が比較的多い部分)	

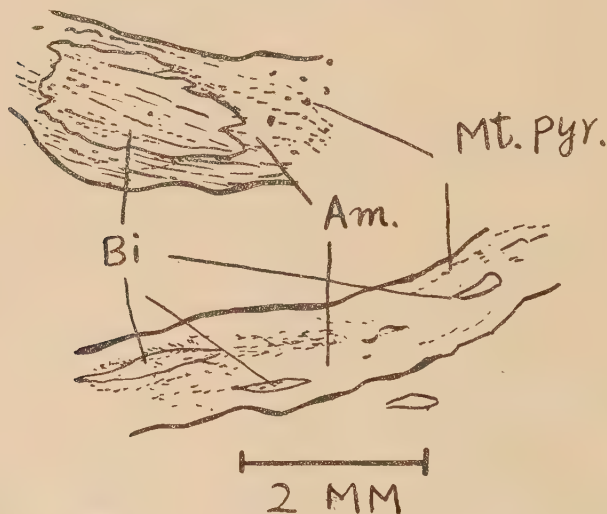
1) 鈴木 醇 ; 前出

2) 堀越義一 ; 前出

3) 石川俊夫 ; 前出

緑色角閃石：半自形又は他形，繊維状，針状の密集塊である。2mm～6mmの長さで巾は0.04mm位の長針状のものがある。又，紫蘇輝石の周囲を取りまいていることがある。汚染していて，内部に微細な一定の配列をもつか，或は不規則な配列を持った微粉状の磁硫鉄鉱，磁鉄鉱を包み込んでいる。又，しずく状の粗粒な磁硫鉄鉱，磁鉄鉱を包み込むことがある。一定の配列を示した微細な磁硫鉄鉱，磁鉄鉱は黒雲母が消失してその劈開に沿って，之等を排出した如くなっている(第3図)。又，斜長石に接している部分が青空色になっていることがある。

第3図 斜長石柘榴石紫蘇輝石角閃石岩の角閃石の内部を示した図



Bi..... 黒雲母 Am..... 角閃石 Mt. Pyr..... 磁鉄鉱，磁硫鉄鉱。

紫蘇輝石：自形又は半自形を示す。長径2.8mm，短径2mmに達する。多色性が著しい(第1表)。周辺部は淡青緑色角閃石，又はやや黄色を帯びた角閃石に包まれている場合がある。又，角閃石の場合と同様に微細な磁硫鉄鉱，磁鉄鉱，又はしずく状の粒状化した磁硫鉄鉱，磁鉄鉱を包み込んでいるが，注意すべきは角閃石に比べて粒状化した磁硫鉄鉱，磁鉄鉱の方が微細なものより紫蘇輝石の中に含まれる割合が多い。従つて角閃石よりも紫蘇輝石の方が内部が新鮮のように見られる。

柘榴石：自形又は半自形の大晶で2mm～6mm内外の直径を持っている。割目が多く又彎曲しているものがある(第2図)。しばしば斜長石，紫蘇輝石，緑色角閃石，磁硫鉄鉱，磁鉄鉱を取囲んでいる。異状消光なく，比重，屈折率等から鉄磐柘榴石に近いものと考えられる(第1表)。注意すべきは柘榴石の近傍には石英が存在していることが多い事である。

黒雲母：自形，半自形又他形を示している。消失して磁硫鉄鉱，磁鉄鉱を排出しているもの，又自形を示して他の鉱物の間をうずめているもの，消失しながら粒状化して終

つたものがある。自形を示すもの以外は他の鉱物に包み込まれている。

磁硫鉄鉱, 磁鉄鉱: 総て他の造岩鉱物に包み込まれたような産状を示している。微細な粉状のもの, や、粗粒で円形又はしづく状を呈して粒状化したものがある。角閃石の項で述べたように之等は黒雲母の消失によつて生成せられたものである。

緑色スピネル: 磁硫鉄鉱, 磁鉄鉱と共存するか又は紫蘇輝石の一部が変化したような性状を示している。不定形で微細なものが多い。

IV 考 察

本岩石は本邦¹⁾²⁾³⁾⁴⁾又は諸外国によく知られている榴輝岩又は榴輝岩質岩石とやゝその性状を異にしていることは第 I 表に示した如くである。特質的なことは紫蘇輝石, 斜長石, 黒雲母が多量に見られることがある。

角閃石, 紫蘇輝石をみると角閃石の中の磁硫鉄鉱, 磁鉄鉱と紫蘇輝石の中の磁硫鉄鉱, 磁鉄鉱とではその性状が異なり紫蘇輝石に含まれるものの方が粗粒で粒状化しているものが多い。したがつて角閃石に比べて紫蘇輝石は新鮮で汚れが少ない。角閃石の中の磁硫鉄鉱, 磁鉄鉱は明らかに黒雲母が消失して劈開に沿つて残つたものと考えられる。紫蘇輝石は黒雲母から排出された磁硫鉄鉱, 磁鉄鉱が粒状化しているので, 角閃石よりも高度の変成条件に持ち来たされたものの様である。そして未だ消失しなかつた黒雲母は未だ角閃石の中にも紫蘇輝石の中にも粒状化して存在している。そして紫蘇輝石と角閃石との関係は主に角閃石が紫蘇輝石の周りに生成せられている如く見られるが, 又全く両者の関係が無関係に成っているものも見出される。磁硫鉄鉱, 磁鉄鉱の粒度及び黒雲母の消失の状態からして輝石から角閃石に変化して行くと考えよりはむしろ, 紫蘇輝石を生成する条件と角閃石を生成する条件とが互にならんで黒雲母の存在のもとに生成したものと考えられる。この事はくりかえし述べた如く黒雲母の消失した残りの排出物である磁硫鉄鉱, 磁鉄鉱の粒状化の程度によつて明らかである。即ち紫蘇輝石の生成は角閃石生成よりもより高度の条件に持ち来たされたものと思われる。即ち本岩は著しい黒雲母の濃集と消散による交代岩であると考えることが出来る。

而してこの岩相はターナー, フェルホーゲン⁵⁾のいうグラニュライト岩相のうちで紫蘇輝石-柎榴石の組合せにあたるものと考えられる。

本岩は日高変成帯の中央部にあるミグマタイト岩体中に存在するものと考えられるが, この地帯のミグマタイト化の一連の変成作用の途中でこのような劇しい交代作用を部分的に受けて形成せられたものであろう。

南部日高変成帯に於ては比較的西側によつた部分に多くの塩基性岩石が帯状に配列している⁶⁾が, 著しい高温と偏圧条件に持ち来たされた交代性の岩石で, 特に本岩と粗緑の

1) Suzuki, Z. ; 前出

2) 岡 忍 ; 前出

3) 堀越義一 ; 前出

4) 石川俊夫 ; 前出

5) Turner, F. J., Verhoogen, J. : Igneous and metamorphic petrology. 1952

6) 舟橋三男, 橋本誠二 ; 地研専報, 6

関係にあると考えられる輝石片麻岩類はやはり非常に高度の条件に持ち来たされて、交代作用の結果生成せられた岩石であることは既に述べた¹⁾。本岩のような岩石が変成帯の中央部に於て存在する可能性が大いことは南部日高変成帯の中央部に於ても変成帯の西側の塩基性岩類の生成の条件と同一の条件に持ち来たされた部分があつたことを示している。

広義のグラニュライト又はこれの一部狭義のグラニュライトとよく似た鉱物成分をもっているカーノカイト岩類については幾多の先人の記載がある²⁾。それ等の岩石の産出する主なる区域をあげると南極大陸の一部のアデリー³⁾、ノールウェー⁴⁾,¹⁸⁾, オーストリー⁵⁾, セイロン⁶⁾, インド南部, ビルマ, スコットランド⁷⁾, ザクセン⁸⁾,¹⁹⁾, ウガンダ (アフリカ中央部)¹⁰⁾, ラブランド地区¹¹⁾, 北米アディロンダック¹²⁾, ミュヘンベルグ¹³⁾, グリーンランド¹⁵⁾,¹⁶⁾, 北朝鮮¹⁷⁾等である。

最近は、ターナー及びヘルホーゲン¹⁸⁾, バート¹⁹⁾, ランベルク²⁰⁾等が詳細に論じている。

このうちで、カーノカイト-灰長石岩の変成現象については既にグループ¹⁰⁾, バツチ¹³⁾, シェーラー¹⁴⁾, ラムベルグ¹⁵⁾が述べ、本邦では舟橋三男²¹⁾が輝石ホルンフェルス相の

1) 浅井宏；日本地質学会総会講演，1955，4月

2) 山口貴雄が述べている如くグラニュライトという名称の中には狭義のグラニュライト岩相を示すものとグラニュローズ構造をもつた岩石にもグラニュライトを使う場合がある。広義のグラニュライトとはこの両者の岩石をさしている。山口貴雄；地質 pp. 168~169, 1954。又、別にフランス学派の如く白雲母花崗岩と同意語に受うことがある。このような使い分けの繁雑さは、ターナー及びヘルホーゲン，ランベルグ等が詳細に論及している。

3) Stillwell, F. L. ; Sci. Repts. Ser. A, Vol. 3, Pt. I, 128~198, 1918

4) Goldschmidt, V. M. ; Norske. Vid Akad. Skr. 1, 1922

5) Waldmann, L. ; Mitt. Geol. Ges. Wien, 20, 1927

6) Adams, F. D. ; Canadian Jour. Research, 1, 444~498, 1929

7) Harker, A. F. ; Metamorphism. 310~314, 1932

8) Scheumann, K. H. ; Ber. Sächs. Akad. Wiss. Math.-Phys. Kl. 47, 1935

9) Scheumann, K. H. ; Min. Pet. Mitt., 47, 403~469, 1936

10) Groves, A. W. ; Quat. Jour. Geol. Soc. 91, 150, 1935

11) Shama, T. ; Comm. Géol. Finland, Bull. 113, 1~110, 1936

12) Buddington, A. F. ; Geol. Soc. Amer. Mem. 7, 1939

13) Bugge, J. A. W. ; Norg. Geol. Undersøkelese, No. 160, 1943

14) Schüller, A. ; Heiderberg Beitr. (2) Miner. Petrog., 1, 269, 1948

15) Ramberg, H. ; Jour. Geol. 57, 17, 1949

16) Ramberg, H. ; Medd. Dansk. Geol. Foren., 12, 1951

17) 山口貴雄；地質 57, 419~437, 1951

18) Turner, F. J., Verhoogen J. ; Igneous and metamorphic petrology. 473~477, 1952

19) Barth, T. F. W. ; Theoretical petrology. 343~347, 1952

20) Ramberg, H. ; The origin of metamorphic and metasomatic rocks. 156~164, 1952

21) 舟橋三男；北大理学部紀要, Ser. IV, 8, 1948

形成されるときに本岩石の性状と同様の現象について観察した。

本岩石で見られるような生成機構が南部日高変成帯の変成作用の如何なる時期に組み入れらるべきかという問題については別の機会に詳述する。

天龍川地域三波川変成帯の塩基性および 超塩基性岩*

The basic and ultrabasic rocks of the Sanbagawa metamorphic region in the Tenryu river basin.

中山 勇 (Isamu Nakayama)**

Abstract : In the Sanbagawa metamorphic region of the Tenryu river basin, the basic and ultrabasic intrusion can be divided into the following three stages.

1st stage: The synkinematic intrusion of sills of "Topfstein" and epidote-amphibolite. The later was derived from a basic intrusive rock. Accompanying the intrusion of these rock, the crystalline schist were subjected to metasomatisms which were formed of the albitization and the chloritization.

2nd stage: The intrusion of saussurite gabbro, peridotite, metadiabase and amphibolite. The latest was derived from basic and ultrabasic rocks. In the last of this stage, the banded rock, is composed of the peridotite and the saussurite gabbro, intruded into the space (Mikabu Zone) between the crystalline schist and the non-metamorphic palaeozoic rock.

3rd stage: The intrusion of the serpentinite was accompanied by the fault.

I ま え が き

天龍川地域の三波川変成帯の層序と構造については、すでに報告した¹⁾。この論文ではこの地域の塩基性および超塩基性岩の侵入が、三波川結晶片岩の変成作用と、どんな関係にあるか、塩基性岩・超塩基性岩類が、互にどんな関係にあるかを述べる。この論文をかくにあたって、討論して下さった吉沢甫、岩崎正夫の両氏、プレバラートを作って下さった村山平三郎氏、現地で色々とお世話になった大橋国吉、内山武司の両氏、図版をつくる上にあたってお世話して下さい加藤不二男氏に、謝意を表する。

* 1955年。日本地質学会年会講演。

** 京都大学理学部地質学鉱物学教室。

1) 中山勇; 地質, 59, 1953., I. Nakayama; Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, Ser. B. 21, 1954

II 記 載 と 考 察

天竜地域の三波川変成帯中の塩基性および超塩基性岩類は、その進入時期や、産状などから3つのグループにわけられる。すでに報告したように、天竜川地域の三波川変成帯を形成した造構造運動は、2の段階にわけられる。この最初の段階に、結晶片岩層の中に岩床状に進入したものを、第1グループ、第2の段階に、堆積岩層中に進入したものを第2グループ、造構造運動終末期の断層に伴って貫入したものを、第3グループとする。

1. 第1グループ 竜山緑簾石角閃岩と、地八層の Topfstein が、この中に入る。竜山緑簾石角閃岩は、黒色片岩に対して、層々進入のかたちで進入し、以下に述べる様な諸岩相からなりたっている。岩相によって作用の程度が異なるが、黒色片岩に対して緑泥石化作用を与えている。

1) 中粒の閃緑岩的なものから、輝緑岩ないし玢岩とよばれるものまでである。鏡下では、これらの肉眼的差異ははつきりしない。緑色角閃石 ($2V: (-) 69^\circ$, $c \wedge Z = 17^\circ$, $N_z = 1.660 \sim 1.657$, $Z =$ 緑色, $Y =$ 帯緑黄色, $X =$ 黄色), 緑簾石, 曹長石 (An_{10-13}) 緑泥石, 石英, 榍石, (絹雲母, 方解石)¹⁾ からなる。

2) 1) よりも 角閃石が針状で一方向にならび lepidoblastic で、角閃石 ($N_z = 1.664$, $Z =$ 緑色, $Y =$ 帯黄緑色, $X =$ 黄色), 緑簾石, 曹長石, 緑泥石, 石英, 榍石, (絹雲母, 方解石) からなる。1) は 2) よりも 黒色片岩に対する 緑泥石化作用が弱く、殆ど認められないこともある。これらの岩相と鉍床との境界には普通緑泥石岩がある。竜山緑簾石角閃岩は塩基性火成侵入岩 (おそらく輝緑岩) から変成したものである。

Topfstein は地八層中の中のみみられる。滑石と炭酸塩鉱物とからなる葉理構造をもち、葉理面には東西性の線構造がみられる。滑石, 蛇紋石, 炭酸塩鉱物, 曹長石からなり、炭酸塩鉱物脈がある。この岩石はまわりの黒色片岩に対して、滑石化作用および曹長石化作用を行っている。Topfstein が曹長石点紋片岩をふくむ地八層のみにあらわれることは重要なことである。岩崎正夫は、長崎県の結晶片岩地域で、Topfstein と点紋片岩との共存をのべ、両者の形成は密接に関係することが考えられるとのべている²⁾。地八層のうち一定の条件のある処に、曹長石点紋がみいだされる。緑色片岩 (塩基性凝灰岩) と黒色片岩との細い互層 (輝単位) が発達し、微小褶曲や層間褶曲の発達している処にみいだされる。地八層は、他の岩層と比べると緑色片岩と黒色片岩の互層からなるという岩相的特徴をもち、構造的にはS字状分布をして、2の段階の運動を強くうけた撓曲帯にあたっている。Topfstein は地八層中に進入し、地八層中の上述のような特殊条件の部分に、Topfstein の進入と関連して曹長石化が行われたと考えられる。

第2グループ 産状: ソーシャル石斑岩, 橄欖岩, ピクライト, 純橄欖岩, 変輝緑岩, 角閃岩, 緑色岩がある。天竜地域の造構造運動 第2段階の初期から末期にかけて、結晶片岩層の中にあるいは非変成古生層と結晶片岩層の境界帯附近³⁾に、進入したものである。この地域では結晶片岩層と非変成古生層とは、漸移的⁴⁾ 両者の境界はある幅を

1) 括弧内の鉱物はない場合もある。

2) 岩崎正夫; 地球科学. 13 1953

3) 以下、かんたんに境界帯とする。

4) 西南日本結晶片岩グループ; 地球科学. 13 1953

もつ“帯”と考えるべきものである。この境界帯に塩基性及び超塩基性岩がある。これは御荷鉋侵入岩¹⁾に相当する。第1図では、この侵入岩はかなりの幅をもっているようにみえるが、このなかには堆積岩もあり、実際にはもつと小さなものである。露出が悪くて精度を上げられず、図では一連のものとした。結晶片岩層の中にある塩基性および超塩基性岩は、一種の撓曲帯にある。これらの岩体の上下盤の結晶片岩は、走向・傾斜が互に違い違っている。結晶片岩に対する交代作用は殆ど認められない。結晶片岩に対し整合理に岩床状に進入しているようである。

境界帯に沿う侵入岩は、撓曲構造を示しているが確なことはわからない。境界帯も撓曲帯になっているが、境界帯に沿う侵入岩は、撓曲構造のない西方延長に長くつづく。従って、結晶片岩層と非変成古生層という、異った発展史をもつ岩層間の間隙の存在が、侵入を規定する主要な条件で、撓曲は副次的なものとみるべきである。境界帯侵入岩類と堆積岩層との関係は、確なことはわからない。交代作用は行われていない。境界帯に沿う侵入岩体は、先に述べたように図示のものよりももつと小さなものであるが、境界帯に沿って大体一かたまりとして存在する侵入岩群(B群)と、結晶片岩層の層中に散在する岩群(A群)とにわけて両者の異同を検討してみる。

a) B群にはソーシユル石斑岩と橄欖岩類とが、5厘~2米単位の縞状構造をなす岩体がある。この場合両者の境界は、はつきりしているが sharp でない。相互の間に接触による作用は認められない。斑岩と縞状構造をつくるものがビクライトである場合は、長石による流動構造が認められる。貫入関係にある斑岩や橄欖岩と比べると、成分鉱物の上からも、縞状岩体の橄欖岩や斑岩とは異っている。浅井宏は、この地域の西方の境界帯侵入岩類の中に同じような縞状岩体のあることを記載し、その中の橄欖岩は斑岩に貫入する橄欖岩と帯磁性が異ると述べている²⁾。縞状岩体をつくる橄欖岩類は多様な岩相をもっているが、特にビクライトのあることが他の産状の橄欖岩類と異っている。また縞状岩体をつくる斑岩、橄欖岩類は、他の産状のものと比べると、造岩鉱物にも後に述べるような特徴をもっている。

b) E群には縞状岩体とは別に、ソーシユル石斑岩と橄欖岩がある。この橄欖岩の中には、ソーシユル石斑岩が捕獲されてをり、また橄欖岩がソーシユル石斑岩中に貫入するのがみられる。これらの斑岩や橄欖岩と縞状岩体との直接的関係はわからないが、縞状岩体は橄欖岩中の捕獲岩として存在しない³⁾、橄欖岩に貫入されていない。縞状岩体は他の岩体に比べると塊状である。以上のようなことは縞状岩体が、3者のうちで、最もおくれて進入したことを示すとみることができる。

c) A群では、ソーシユル石斑岩と橄欖岩とが互に独立している場合と、相伴っている場合とがある。普通ソーシユル石斑岩は、橄欖岩よりも圧砕されている。相伴う場合 E群のように、橄欖岩がソーシユル石斑岩に貫入していないし、橄欖岩中にソーシユル石斑岩が捕獲されていない。

d) A, B 両群とも緑色岩が角閃岩や変輝緑岩の周辺に存在する。A群ではこれらの岩

1) 小島文児；地質, 56 1950

2) 浅井宏；北海道地質要報 No. 15, 1950

3) 橄欖岩中の斑岩源捕獲岩には、縞状岩体のものに特有な、褐色角閃石がみられない。

石類とソーシユ石斑礫岩や橄欖岩とは相伴わないが、B群ではひとかたまりとなつてゐる。A, B両群とも緑色岩は強く差動運動をうけて、葉理構造や圧碎構造を示している。緑色岩に伴う変輝緑岩、角閃岩は緑色岩の中心相を示すものか、緑色岩に引きつゞいて進入したものと考えられる。角閃岩はB群では、A群に比べて量が多いが、岩石の種類にはA, B両群の間に差がみられない。以上に述べたようにA, B両群の著しい相違は縞状岩体の有無にあり、橄欖岩とソーシユル石斑礫岩との関係にも多少の相違がある。

岩石の性質

a. 純橄欖岩。橄欖石、蛇紋石、磁鉄鉱からなり、A群では橄欖岩の一異相として存在し、その橄欖石は、 $2V (+) 83^{\circ} \sim 84^{\circ} (-) 84^{\circ} \sim 88^{\circ}$ である。B群では縞状岩体の1の縞として存在し、橄欖石 $2V (-) 82^{\circ}, 86^{\circ}$ である。B群の1つに鑛下でクロム鉄鉱がみられた。

b. ピクライト。B群の縞状岩体にのみある。橄欖石の残っているものと、残っていないものがある。橄欖石の残っていない場合には蛇紋石、異剝石、ソーシユル石、白チタン石、褐色角閃石がある。褐色角閃石は異剝石の劈開や周辺にそつて存在する。ある場合には、緑色角閃石がケリファイト状に蛇紋石のまはりに、また異剝石、褐色角閃石の周辺やソーシユル石の中に存在する。褐色角閃石は $Z = \text{褐色}, Y = \text{淡褐色}, X = \text{黄色}, Nz = 1.660$ 。緑色角閃石は、 $Z = \text{帯青緑色}, Y = \text{緑色}, X = \text{黄色}, Nz = 1.707$ である。橄欖石の残っているものでは、他に異剝石、ソーシユル石、蛇紋石、白チタン石、磁鉄鉱、ときに褐色角閃石 ($Z = \text{褐色}, Y = \text{淡褐色}, X = \text{黄色}$) が、異剝石の劈開や周辺にそつて存在する。

c. 橄欖岩。A, B両群の縞状岩体をつくらぬものは蛇紋石、異剝石、白チタン石、チタン鉄鉱、磁鉄鉱とからなる。異剝石のウラル石化の行われているもの、いないものがある。B群の縞状岩体をつくるものは、橄欖石 $2V (-) 82^{\circ}$ の残っているものがあり、また異剝石の劈開や周辺にそつて褐色角閃石のあるものがある。褐色角閃石の周辺は陽起石化している。以上の各岩石を通じて、異剝石は、 $2V (+) 58^{\circ}$ である。尚B群の縞状岩体をつくらぬ橄欖岩中のソーシユル石、斑礫岩源捕獲岩はソーシユル石、異剝石、蛇紋石、柎榴石などからなっている。

d. ソーシユル石斑礫岩 A群及びB群の縞状岩体をつくらぬものは異剝石、ソーシユル石ないしソーシユル石質集合物、緑泥石、白チタン石、チタン鉄鉱などからなっている。B群の縞状岩体をつくるものでは異剝石の劈開や周辺にそつて、褐色角閃石のあるものがある。またB群には産状がわからないが、蛇紋石化した橄欖石をもつ含橄欖石斑礫岩、異剝石、ソーシユル石、緑色角閃石からなる角閃石斑礫岩がある。この角閃石斑礫岩の緑色角閃石のなかに、透輝石のあるものがある。以上の各岩石を通じて、異剝石は、周辺のウラル石化しているものと、していないものがある。異剝石は各岩石とも、 $2V (+) 58^{\circ}$ で、比較的新鮮なものでは、 $Nz = 1.705$ である。

e. 角閃岩類。A, B両群を通して、3の型がある。1は角閃石と蛇紋石からなるもの、他の1は角閃石とソーシユル石ないしソーシユル石質集合物、または角閃石、曹長石、緑簾石、緑泥石などの等粒状結晶からなるもの、もう1は蛇紋石、ソーシユル石、角閃石からなるものである。第1および第3型は、細粒でちみつな岩石である。第2型は中粒ないし細粒である。いづれも火成岩構造を残している。これら3型を通していろいろ角閃石

がある。褐色角閃石 (Z =褐色, Y =褐色~淡褐色, X =淡褐色~淡黄色, $c \wedge Z=16^\circ \sim 17^\circ$, $N_z=1.679 \sim 1.677$), 緑褐色角閃石 (Z =帯緑褐色~帯褐緑色, Y =帯褐緑色, X =淡黄色, $N_z=1.673 \sim 1.663$, $c \wedge Z=19^\circ \sim 20^\circ$), 緑色角閃石 (Z =緑色~帯黄緑色, Y =帯緑黄色~帯淡黄色, X =淡褐色, $N_z=1.670 \sim 1.654$, $c \wedge Z=19^\circ \sim 20^\circ$), 緑色角閃石 (Z =緑色~帯黄緑色, Y =帯黄緑色~帯緑黄色, X =淡黄色, $N_z=1.650 \sim 1.642$, $c \wedge Z=18^\circ \sim 19^\circ$)。このうち、淡褐色角閃石以外は、共存関係にあるのがみられ、ときには累帯構造を示す。褐色角閃石の中心部に、透輝石が斑点状にあることがある。これらのことから、透輝石→褐色角閃石→緑色角閃石と移化したことが推定される。淡褐色角閃石が、他の角閃石と、どんな関係にあるかは、わからない。尚これら角閃石の周辺は、陽起石化ないし透角閃石化しているのが普通である。これらの岩石には、白チタン石が普遍的にある。以上の3型の岩石を通して緑褐色角閃石・緑色角閃石を有するものが多く、淡褐色角閃石をもつものは、極めて稀である。尚ソーシュル石かソーシュル石質集合物かということは、岩石の構造と関係があり、圧碎構造の著しいものはソーシュル石質集合物となり、著しくないものはソーシュル石である¹⁾。ソーシュル石質集合物よりも更に結晶が大きくなるのは、水溶液などの量が関係してくるようで、曹長石脈などの発達するものは結晶が大きい。角閃岩類は以上に述べた性質からして、塩基性および超塩基性侵入岩から変化したものと考えられる。

f. 変輝緑岩。塊状、緑色の岩石で、オフィテック構造をもっている。A, B両群のもの、ともに単斜輝石 ($2V (+) 45^\circ$, $N_z=1.722$, $2V (+) 58^\circ$, $N_z=1.715$) ソーシュル石ないしソーシュル石質集合物、チタン鉄鉍ときに金紅石、陽起石がある。陽起石は輝石のウラル石化として輝石の周辺にあるのがふつうであるが、ときに単独に存在する。B群の変輝緑岩のなかには輝石の周辺に、または単独に、曹閃石のあるものがある。

g. 緑色岩類。緑色で、葉理構造ないし圧碎構造をもった岩石で、輝緑岩ないし角閃岩が強く変動運動をうけ、原岩の構造を失つたと思われる岩石である。これらは大まかに分けて2の種類がある。1は単斜輝石 ($2V (+) 53^\circ$, $N_z=1.713$, $2V (+) 58^\circ$, $N_z=1.715$), ソーシュル石質集合物、陽起石、白チタン石ないし榴石からなる。陽起石は輝石のウラル石化として、輝石のまわりにまた単独にある。他の1は陽起石質緑色角閃石 (Z =緑色, Y =緑色~帯黄緑色, X =淡黄色, $c \wedge Z=19^\circ \sim 15^\circ$, $N_z=1.654 \sim 1.645$), 白チタン石ないし榴石、陽起石からなる。緑色角閃石は陽起石質であるが、更にその周辺が陽起石化しているのがみられる。A群のもの、1に藍閃石がみられた。これは単独にまたは緑色角閃石のまわりにある。緑色角閃石が曹長石緑泥石脈と接したとしたところでは、その接触部が藍閃石化している。西方の雨生山地域で、斑輝角閃岩の異相として、ローソン石藍閃石・角閃岩の産出が報告されている²⁾。第1の型は変輝緑岩が、第2の型は角閃岩が、それぞれ原岩であつたと考えられる。

以上に述べたように、B群に特徴的である縞状岩体は縞をつくっているおのおの岩石が、他の産状の同種の岩石と比べても、造岩鉍物に差があることが認められる。角閃岩、変輝緑岩、緑色岩類、斑輝岩では、A, B両群での差は殆んどないが、橄欖岩と斑輝岩と

1) このことは、ソーシュル石斑輝岩、緑色岩類、変輝緑岩にあてはまる。

2) 浅井宏；前出

の関係には差異が認められ、B群に縞状岩体のあることは、A、B両群の差異を示している。これは、A、B両群の存在する地域の地質条件の差異が、後になるにつれて著しくなつたこと、境界帯がこの地域の造構造運動の終末期に、火成岩類の侵入に対してその場所を提供したこと、結晶片岩帯では、侵入の場所を提供しなかつたことを示していると考えられる。

3. 第3グループ。蛇紋岩がこれにぞくする。地八層より上部層の分布地域に存在し、造構造運動終末期の断層運動に伴つて貫入したものである。蛇紋石と磁鉄鉱よりなっている。



1. 中生層 2. 井伊谷層 3. 波川層 4. 地八層 5. 檀山層 6. 竜山緑簾石・角閃岩 7. 船代層 8. ソーシュル石斑劬岩, 変輝緑岩, 緑簾石, 角閃岩, 緑色岩.
9. ソーシュル石斑劬岩, 変輝緑岩, 緑簾石, 角閃岩. 10. 橄欖岩, 純橄欖岩, “縞状岩体”, 蛇紋岩. 11. 石英斑岩. 12. “Topfstein” 13. 線構造.

宮崎県尾鈴酸性岩中の尖晶石包有物 について 2, 3 の考察

Some considerations on the spinel-bearing inclusions in
Osuzu acid rocks, Kyushu, Japan.

野 沢 保 (Tamotsu Nozawa)*

Abstract: Spinel-bearing inclusions are found in the quartz-porphyritic rocks near Osuzuyama.

These inclusions show zonal structure: the core, a large crystal of sillimanite; the next outer zone, aggregate of fine spinel grains; the outermost zone, aggregate of rather large plagioclase crystals.

About the genesis of spinel, the writer prefers metamorphic differentiation taken place in the inclusion, rather than interaction between magma and the inclusion.

The distribution of spinel bearing-inclusions in igneous rocks, in Japan, except basic rocks, bears some relation to underlying base rocks.

1. ま え が き

一般に火成岩の尖晶石は、塩基性岩の場合をのぞいてほとんど常に包有物に關係し、特異な産状を呈している。それは、森本良平(1944)もくわしく述べているように、特別の意味を持つものではないだろうか。これまで、その成因については、2つの基本的な考え方があつた。それは、A. Lacroix¹⁾のあげた、岩漿と包有物の相互反応、及び雲母、堇青石、ざくろ石、長石、紅柱石などからの再結晶である。その後、J. H. Vogt²⁾, O. Anderson³⁾ は、室内実験の結果から、それぞれ異なる理由からではあるが、前者を支持し、A. Harker⁴⁾, H. H. Thomas⁵⁾ などにもこれにならつた。一方、R. Brauns⁶⁾などは後者の場合もみとめている。

日本では、杉健一⁷⁾は、日光で、上記 Thomas の考えを引用し、森本良平は、二上山で、岩漿と捕獲岩の相互反応による特異な晶出条件を論じている。河田清雄⁸⁾は、足尾

* 地質調査所

1) Lacroix, A. ; 1893

2) Vogt, J. H. L. ; Silikatschmelzloesungen 2, 1904

3) Anderson, O. ; Am. Jour. Sci., 39, 407~454, 1915

4) Harker, A. ; Natural history of igneous rocks, 200, 1909

5) Thomas, H. H. ; Q. J. G. S., 78, 229~260, 1922

6) Brauns, R. ; 1911

7) 杉健一 ; 接触變成岩, 岩波, 39, 1931

8) 河田清雄 ; 地質, 57, 311, 1951

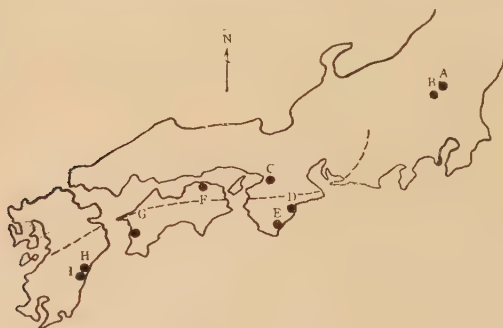
で、ばん土質水成岩に由来するらしい包有物が、“脱珪酸作用によつて鋼玉・尖晶石を生じた”としている。

筆者は、こゝで、宮崎県児湯郡美々津町で採集した尖晶石包有物を報告し、木城、熊野、足尾の試料についてもあわせ調べた結果から、未だ不十分ではあるが、2, 3の考察を試みたいと思う。

謝辭 この研究にあつて、熊野は村山正郎氏から、足尾は河田清雄氏から、木城は木野義人氏から、試料を借用した。木城については特に片田正人氏の教示を受けた。関根良弘氏は、不透明鉱物の検鏡をされ、小出博、森本良平、牛来正夫の諸氏には、貴重な意見をきき、河野義礼、平山健両氏には本稿の校閲をうけた。

こゝに、深い感謝をさへげる。

第1図 日本の火成岩中の尖晶石包有物の分布



A 日光, B 足尾, C 二上山, D 尾鷲, E 新宮, F 雨瀧山,
G 宇和島, H 尾鈴山, I 木城

2. 尾鈴酸性岩とその尖晶石包有物

尾鈴酸性岩というのは、宮崎県尾鈴山附近に発達する石英斑岩、又は石英粗面岩質岩石で、頁岩、砂岩などの包有物にとみ著しく不均質である。これらの包有物の中には、堇青石、紫蘇輝石、黒雲母などをもつものもふくまれている。本岩は、四万十層に属する中生層をおく熔岩様岩石で、接触変成作用はほとんどない(第2図)。

尖晶石包有物は、美々津町落鹿では $1 \times 2 \text{ cm}^2$ の楕円形の断面をもつ小片で、中心部は珪線石の大きな単結晶、その外側は尖晶石粒の集合、最外帯はやゝ大きな斜長石の集合からなっている(第3図)。尖晶石は、大き $0.1 \sim 0.01 \text{ mm}$ のまる味をおびた半自形で、多くは濃緑色まれに紫褐色である。尖晶石粒は、珪線石の劈開の延長方向に鎖状に平行配列するが、最外縁及び珪線石の劈開に平行な側壁では、珪線石の外形に垂直な方向にならぶ(第3図)。斜長石帯り斜長石は、 $1 \sim 2 \text{ mm}$ の自形で、成分はほぼ灰曹長石、異帯構造及び双晶が著しく、双晶は牛来正夫の方法によれば火成岩型である。これは、母岩の

斑晶の斜長石と全く同じものである。落鹿から約 5km 西方の鵜戸木では、包有物は更
第 2 図 尾鈴酸性岩及びそ
れにともなう木城花崗閃
緑岩のあらましの分布
(破線は中生層)



A : 鵜戸, B : 美々津, C :
尾鈴山, D : 木城花崗閃緑
岩中の尖晶石包有物の産地

をうけていたと考えられる¹⁾。尖晶石包有物の附近に多い堇青石などの巨晶をふくむばん
土質包有物も同様であろう。

尖晶石包有物で、尖晶石と斜長石の関係を見ると尖晶石帯は斜長石帯の斜長石によつて
横断されたり、尖晶石粒が斜長石と入りこんで形成されたりしている(第 6 図)。これは
尖晶石と斜長石が、同時、またはひきつづいて形成されたことを示している。この斜長
石は、前にのべたように母岩の斜長石斑晶と同じ性質をもち、同時期の生成物と考えられ
る。したがつて、尖晶石もまた、尾鈴酸性岩による変成作用で形成されたものと考えられ
る。

尖晶石の形成過程 尖晶石包有物の尖晶石粒は、中心部の珪線石を反応縁のようにと
りまいて、珪線石の内部でも、劈開面上にそつて尖晶石粒が形成されている。尖晶石と珪
線石の接触部を見ると、尖晶石は珪線石に対して自形である(第 7 図)。これらの事実は、
尖晶石が珪線石を交代して形成されたことを示している。

これらの観察だけからでは、尖晶石の形成過程を論ずるには不十分である。しかし、あ
えて考えてみると、尖晶石の形成は岩漿と包有物の相互作用より、包有物内部での変成作
用、一種の変成分化作用の方がよりよく説明するのではなからうか。次のような点も、

1) この点は二上山で森本良平も、Laachersee で Brauns も既にのべている。熊野
では、尖晶石・珪線石包有物が結晶片岩質包有物として報告されている(益富が主助)。
同様な変成岩との関係は、欧州の多くの例、例えば Bavaria (Richarz), Mull (Tho-
mas), Lipari (Bergeat), Eugareen (Cornu), 及び A. Lacroix 等の多くの例もあ
る。このような、火成岩の尖晶石包有物が、くりかえし変成作用をうけることで形成さ
れたことは、後にのべる尖晶石包有物の地域性によつても支持される。

3. 尾鈴酸性岩の尖晶石包有物の成因につ いて 2, 3 の考察

尖晶石包有物の起原 落鹿の尖晶石包有物を鏡下でみ
ると、珪線石には、その構造と無関係な平行配列をする
鉄鈹粒がふくまれ(第 5 図)、珪線石が変成鈹物であるこ
とがわかる。

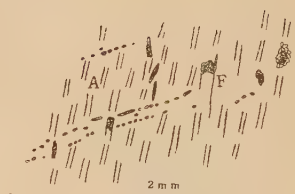
しかし、尾鈴酸性岩が中生層及び大部分の包有物にあ
たえている変成作用はごく弱く、多くは、結晶度の低い
黒雲母ホルンフェルスが、わずかに出来ていることがあ
るにすぎない。それ故珪線石や堇青石の巨晶をつくる変
成作用は、はるかに高度の変成作用の産物で、恐らく酸
性岩漿にとりこまれるより以前に、既に深部で変成作用



第3図



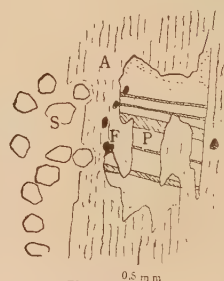
第4図



第5図



第6図



第7図



第8図



第9図



第10図

第3図 尾鈴酸性岩の落鹿の尖晶石包有物

第4図 尾鈴酸性岩の焼戸木の尖晶石包有物

第5図 落鹿の尖晶石包有物で、珪線石中に包有される鉄鋳粒の平行配列

第6図 落鹿の包有物で尖晶石粒と斜長石の共存関係

第7図 落鹿の包有物で珪線石と尖晶石の接触関係

第8図 足尾、沉入花崗閃緑岩中の尖晶石包有物 (河田清雄氏の試料による)

第9図 熊野酸性岩のフェルト状珪線石と尖晶石の包有物 (村山正郎氏の試料による)

第10図 熊野酸性岩中の尖晶石包有物 (村山正郎氏の試料による)

S: 尖晶石, A: 珪線石, P: 斜長石, F: 鉄鋳, K: 鋼玉,

B: 黒雲母, C: 緑泥石, G: 黒鉛.

後者を支持するように思われる。

尖晶石包有物の原岩は共存鉱物から考えると、ふつうのばん土質変成岩であつて、特に Fe, Al に富み, Si に乏しい特殊な成分をもつていたことを支持する事実はない。この点は母岩の岩漿についても同様である。

また、日本や世界の多くの尖晶石包有物の母岩をみると、石英斑岩から玄武岩までにわたり、多様な成分をもっている(別表)。この様な広い岩種において尖晶石の産状がよく似ていることは、母岩漿と尖晶石包有物との間に、化学的相互反応は、あまり行われなかつたことを示している。

4. 日本の火成岩の尖晶石包有物の 2, 3 について

地域性 日本で尖晶石包有物の多く知られている地域は、主に西南日本外帯、領家・瀬戸内帯及び足尾山塊などである¹⁾(第1図, 第1表)。それらの母岩は、西南日本外帯及び

第1表 日本の火成岩中の主な尖晶石包有物の性質 (1955, 野沢編, 文献参照)

場 所	母 岩	主な接触変成作用	尖晶石の主な現出状態	尖晶石の主な共生鉱物
A	日 光 石英斑岩		鋼玉を取り巻く	黒雲母, 斜長石, 磁鉄鉱, 鋼玉, 堇青石(?)
B	足 尾 黒雲母花崗閃緑岩	堇青石・黒雲母ホルンフェルス	鋼玉帯を取り巻き, 鋼玉を交代する	黒雲母, 斜長石, 鉄鉱, 鋼玉
C	二上山 柎榴石安山岩	殆んどない	珪線石や紅柱石を取り巻く	黒雲母, 斜長石, 鉄鉱, 十字石, ざくろ石, 珪線石, 紅柱石, 鋼玉
D	馬滝山 柎榴石安山岩	殆んどない	(1) 十字石を取り巻く (2) 十字石やざくろ石に取り巻かれる	黒雲母, 斜長石, 鉄鉱, 十字石, ざくろ石, 珪線石
E	熊 野 石英斑岩	殆んどない	(1) 珪線石や紅柱石を取り巻く (2) フェルト状珪線石に取り巻かれる	黒雲母, 斜長石, 磁鉄鉄鉱, 珪線石, 紅柱石, 鋼玉, 堇青石, 黒鉛
F	宇和島 石英モンソ二岩・花崗閃緑岩	堇青石・黒雲母ホルンフェルス	珪線石や紅柱石を取り巻く	黒雲母, 斜長石, 鉄鉱, 珪線石, 堇青石
G	尾鈴山 石英斑岩	殆んどない	珪線石を取り巻く	斜長石, 鉄鉱, 珪線石
H	木 城 黒雲母花崗閃緑岩	黒雲母ホルンフェルス	珪線石を取り巻く	黒雲母, 斜長石, 鉄鉱, 珪線石, 紅柱石(?)

1) 最近、山田直利氏は、長野県飯田附近の花崗岩から、沢村孝之助氏は、北九州北松炭田地域の玄武岩から、緑色尖晶石をもつ包有物を発見している。両氏の御教示を感謝する。

領家・瀬戸内帯¹⁾では、花崗岩質岩石、石英斑岩及び安山岩で、尖晶石は、多くは珪線石又は紅柱石をとりまいている。足尾山塊では、花崗閃緑岩及び石英斑岩を母岩とし、尖晶石は鋼玉をとりまいている(第8図)。

このように、尖晶石包有物がほぼ限られた地域に多く産し、母岩に関係なくそれぞれの地域に特性をもつことは、尖晶石包有物が、基盤の岩石に由来し、基盤の岩石の性質に大きく関係することを考えさせる。

尖晶石の成因 日本の主な尖晶石包有物の産地、木城、宇和島、雨滝山、二上山、熊野、足尾、日光などについてみると、尖晶石包有物はどれも尾鈴山とよく似ていて、もともとばん土質変成岩が火成岩にとりこまれて、くりかえし変成作用をうけ、変成分化作用がおき、Alに富んだ変成鉱物を交代して尖晶石が形成されたと考えられる(別表)。

これらの中には尾鈴山とちがう産状として、熊野では、まれではあるがフェルト状の針状珪線石集合体の中に、かなり大きな半自形の尖晶石が珪線石の伸長方向にのび、この集合体のまわりは、斜長石帯でとりこまれている包有物がある(第9、10図)。この附近で、黒雲母はしばしばフェルト状珪線石に交代されているので、この尖晶石・珪線石包有物も黒雲母を交代しているのではないかと考えられる²⁾。この包有物で、尖晶石は、鉄鉱がふえる部分でへり、鉄鉱がへるとふえる傾向があることは、尖晶石の形成が岩鉛達³⁾も尾鷲で指摘しているように、原包有物中での変成分化作用によるものであることを示している。

また、雨滝山⁴⁾や二上山⁵⁾のざくろ石安山岩で、尖晶石が、ざくろ石、十字石などにつまれている場合も、上にのべたような変成分化作用によつて、形成されるのではないかと考えられる。

要するに、日本の火成岩の尖晶石包有物の多くは、原包有物中での変成分化作用によつて形成されたものではなからうか。原包有物は、既に火成岩にとりこまれるより前に、変成作用をうけ、Alに富んだ変成鉱物がつくられ、その鉱物を交代して尖晶石が形成されているように思われる。

5. あ と が き

一般に、火成岩の包有物の性質には、熱変成作用、汚染作用などと共に、変成分化作用によつて説明されるものもかなり多いようである。

また、日本の尖晶石包有物が、くりかえし変成作用をうけたものであること、及びその地域性から考えると、これらの尖晶石包有物を産出する地域の基盤には、ばん土質変成岩が存在することが推論される。この点は今後の地質学的検討にまつものである。

1) Okubo, D.; 東大卒論, 1940, Hachisuka, H.; 東大卒論, 1941.

2) Richarz (1924) は北 Bavaria の玄武岩の包有物で、黒雲母を交代したフェルト状珪線石と尖晶石の晶出を報告している。

3) Iwafune, T.; 東大卒論, 1939.

4) 竹内常彦; 岩礦, 26, 33~60, 1941

5) 大森啓一; 岩礦, 27, 53, 1942

鑛物学及び結晶学

7868, X線粉末写真によるメタミクト鉱物の決定 Berman, J.

メタミクト鉱物は、加熱することによつて或る程度結晶度を増すことが出来る。ジルコン、トール石、ウラントール石、ユークセン石、brannerite、フェルグソン石、サマルスキー石、褐簾石、davilite等のメタミクト鉱物を、多くの産地のものについて、又種々な加熱条件によつて系統的に研究し、そのX線粉末写真データを一括表示した。この結果、上記諸鉱物はX線粉末写真によつて決定出来る。通常は結晶状態で産する鉱物のあるものは、多くのメタミクト鉱物が結晶化する温度に熱すると構造が変化する。メタミクト鉱物は、加熱によつて生成時の結晶構造にもとらない。(Am. Min., 40, 805~827, 1955) [横山]

7869, 電気石の成分と物理的性質の変化 Staatz, M. H., Murata, K. J., Glass, J. J.

Colorado, Brown Derby ベグマタイトの周辺部から中心部に至る各部分に産する電気石について、その化学成分、微量元素、色、屈折率の変化をしらべた。このベグマタイトは周辺の部分に於ては cleavelandite-quartz-lepidolite ベグマタイトで、中心部は albite-quartz ベグマタイトであり、各部分に特徴的な各種の電気石を産する。周辺部に産するものは黒色であるが、中心部に近づくにつれ濃緑、青、淡緑及び桃色と変化しており、屈折率(n)は 1.655 から 1.635 と低下する。電気石中の K, Rb, Cs, Pb, Be.

及び Li は中心部に向つて増加し、Fe, Mg, Ti, Na, Co, Ni, Cr, V は減少する。最も顕著な変化は、主成分である Fe と Li の含量においてみられ、周辺部の電気石は Fe に富むが中心部に向うに従い次第に減少し、逆に Li に富んでくる。Ga, Sr, Sc, Zr, Nb, Sn, Cu, Bi, Zn は余り変化がみられない。Mn, Y, La は中間の位置のものに多い。(Am. Min., 40, 789~804, 1955) [長谷川]

7870, 新鉱物 *murdochite* Fahy, J. J.

アリゾナ州 Pinal County, Tiger にある Mammoth 鉱山は、古くから開発された Au, Mo, V の鉱山であるが、最近では Pb, Zn, Ag を対象として、方鉛鉱、閃亜鉛鉱を採掘している。共生鉱物として wulfenite, 異極鉱, willemite, diopside, 螢石、石英等が産するが、この wulfenite 及び螢石の表面に共生し、大きさ 1mm 以下で、光沢のある黒色八面体結晶が発見された。硬度 4, 比重 6.47 で、化学分析の結果は CuO 67.24%, PbO₂ 30.53, Fe₂O₃ 0.17, SiO₂ 0.05, 不溶 1.11, 計 99.10 となり、化学式 Cu₆PbC₈ で示される新鉱物であることが判つた。鉱物名は Murdoch 教授に因む。(Am. Min., 40, 905~906, 1955) [横山]

7871, *Murdochite* の結晶構造

Christ, C. L., Clark, J. R.

新鉱物 *murdochite* Cu₆PbC₈ を X 線的に研究し、結晶構造を決定した。等軸晶系に属し、単位格子恒数は $a_0 = 9.210 \text{ \AA}$ で、空間群は Fm3m。単位格子は 4 分子よりなり、面心格子状の NaCl 型構造である。即ち単位格子中に 32 個の O が

最密充填し、 Cu^{2+} と Pb^{4+} は6個のOにとりかこまれて、共に八面体状に配列し、金属イオンの位置には空位がある。この構造は Mg_6MnO_8 と同一であるが、 Cu^{2+} が八面体状に配列する最初の例である。これと同じ構造を有し、 $\text{Pb} > \text{Cu}$ の鉱物が、その後アリゾナ州 Bisbee の Higgins 鉱山から発見されたので、これらの間には固溶体関係がある。Murdochite の計算比重は 6.1 であるが、測定値が試料によつて異なる。これは Pb^{2+} が Cu^{2+} を置きかえる為であろう。(Am. Min., 40, 907~916, 1955) [横山]

岩石學及び火山學

7872, Teschenite と crinanite

Wilkinson, J. F. G.

Teschenite と crinanite は人により異なる岩石に対する名称として使用されて来た。Teschenite は 1861 年 Hohenegger により Moravia の Paskau 附近の白堊紀層中に進入した火成岩に対し初めて命名されたもので、1869 年 Tschermak は主として長石、角閃石、普通輝石、方沸石より成る結晶質粒状岩に対し、之の名を使用した。Crinanite は Argyllshire に産する北西方向の或る種の岩脈に対し 1911 年 Flett により用いられたものであるが同年 Flett は之を明確に橄欖石、普通輝石、斜長石を主成分とし、相当量の方沸石と他の沸石類を持つ暗色細粒の塩基性岩石と定義した。著者は多くの人により使用された之等の名称の両岩石を検討して、両者は区別さるべきでなく、crinanite を廃止して古くより使用されている teschenite なる語を用うべきであると云う。著者は 1923 年 Walker が鉱物成分を基として定義した teschenite 即ち斜長石(一部又は悉く方沸石化)、チタン輝石、

方沸石、時にはチタン輝石の量より多量の barkevikite と屢々橄欖石を主成分とし、霞石、沸石類、アルカリ長石、エナル輝石、黒雲母、磷灰石、鉄鋳を副成分とする鋳物組成を持ち、オフエテック 或は他の組織を持つ進入岩に之の名称が適当であると云う。(Geol. Mag., 92, 282~290, 1955) [植田]

7873, New Mexico, Socorro County, Ladron Peak 附近のスピライト質進入岩 Duschatko, R. W., Poldervaart, A.

Ladron Peak の西方約 6 哩の上部二疊系に属する Yesso 累層中に厚さ 100~150 呎の高度に変質した一群の進入スピライト質岩石を産する。進入岩類は次の如く 3 群と夫々の亜群に分類出来る。1 ; 優黒色、玄武岩質及び粗粒玄武岩質岩、(a) 細粒斑晶質岩、(b) 中粒岩、(c) 粗粒岩。2 ; 中間色、玄武岩質乃至粗粒玄武岩質岩、(a) 細粒無斑晶質岩、(b) 中粒岩。3 ; 優白色、細粒乃至中粒アルビタイト、(a) 少量の石英を持つもの、(b) 石英のないもの。之等岩石の化学分析及び分光分析の結果では、化学組成及び Ba, Ni, Cr の分布が不規則である事、又ジルコンの形状に種々のものが存在する事等から、それ等岩石の一部は岩漿起源のものであり、一部は交代性のものである事が判つた。又変質作用が顕著である理由は多くの石膏を含有する母岩が熱せられて生じた超可溶性物、特に硫酸根の影響によるものと推定している。(Bull. Geol. Soc. Am., 66, 1097~1108, 1955) [植田]

7874, 金雲母の合成とその安定領域

Yoder, H. S. Jr., Eugster, H. P.

従来の金雲母の合成は F を含むものにかぎられていたが、著者等は OH を含む金雲母の合成に成功し、その安定域を 75,000 psi の水蒸気圧まで測定した。安

定域の上限以上では金雲母は苦土橄欖石 + 白榴石 + $KAlSi_3O_8$ (斜方) + 水蒸気に分解する。この様な金雲母には 1M (1層単斜), 2M (2層単斜), 3T (3層三方) の3つの多形があり, X線によつて 1M と 3T の区別は不可能であるが, 2M は区別し得る。これ等雲母の生成の様子を鏡下に検した。これ等の雲母の天然の岩石中における産状を見ると, 苦土に富んだ金雲母の含まれるのは超苦鉄質岩石と大理石中である。これ等の産状を金雲母の安定度の立場から考察した。また水成岩中における雲母類の生成や分解状態も, この実験結果とよく比較することができる。(Geochim. Cosmochim. Acta, 6, 157 ~ 185, 1954) [八木]

金 属 鑛 床 學

7875, Bolivia, Corocoro 地方の輝銅鉱々床 Entwistle, L. P., Gouin, L. O.

当地域の地質は鮮新世 Ramos系 (頁岩, 砂岩, 礫岩), Vetas系 (泥岩, 砂岩, 花崗質砂岩) よりなり, これらの地層中に輝銅鉱, 自然銅が層状, 板状をなして胚胎する。前記 Ramos系には自然銅が優勢で, その酸化帯には藍銅鉱, 孔雀石, 赤銅鉱, 水膽箬等の二次鉱物が生じている。一方, Vetas系では輝銅鉱が主成分鉱物で, 他に少量の方鉛鉱, 閃亜鉛鉱, 砒銅鉱を伴う。当地方の鉱床を詳細に研究した結果, 1) 火成岩類は全く存在せず, 広範な母岩の変質も認められない, 2) 鉱石は各単層の基底部, 特にその凹地に集中しており, 3) 地層堆積当時の樹木の組織を鉱石が交代置換している, 4) 連痕の解析により地質時代の流水の方向と, 鉱体の傾斜方向が極めてよく一致している, 5) 火成源鉱床に普遍的な黄鉄鉱が認めら

れない事等が判明し, これらの事から, 当地域の鉱床は含銅溶液が地層堆積の過程に支配されて沈澱した水成鉱床と思われる, その銅が何れからもたらされたかは明らかでない。(Econ. Geol., 50, 555 ~ 570, 1955) [阿部宏]

7876, 地下浅所における CO_2 鉱液の可能性 Garrels, R. M., Riethe, D. H.

CO_2 に関する物理化学的な性質—V (容積)—P (圧力)—T (温度) の関係, CO_2 — H_2O 系の相互溶解度, 比重と P, T との関係, 水中の CO_2 と他の溶質との関係等—より CO_2 が分離相として地中に存在し, これが水同様な溶媒として鉱物成分を溶解し, 鉱化ガスまたは鉱液としての役目を果たす様な場合が考えられる。 CO_2 は地表では水に比し甚だ大きい比容積を有し一見その性質を著しく異にするが, 地下深所で次第に圧力が増加すると共に急にその比容積を減少し, 例えば正規の地温勾配下で約 1000ft (岩圧) の深さでその比重は臨界点に於ける CO_2 液体のそれと略々等しくなり, 1~2哩の深さでは更にその密度を増加して水の比重に略々近ずき, 最早やガスとしてより液体としての性質の方が強くなり, 溶媒としての性質をも具備することが一応考えられる。また CO_2 の分離相が炭酸塩類や酸化鉄等を有する堆積岩に遭遇すれば, この岩石中に包有される水にこれが溶解してこれらの塩類と反応し, その成分を溶解含有する様な場合もある。この様な CO_2 質鉱液より出来たと思われるものとして Colorado 高原におけるウラン鉱石の例を説明し, また地下における CO_2 分離相の实在例として火山の噴気ガスや温泉, 天然ガス及び鉱物中の包裹物等を挙げている。(Econ. Geol., 50, 447~458, 1955) [荻木]

7877, 前カンブリア紀爾状鐵鉱の成因

Alexandrov, E. A.

綫状鉄鉱の生成機構を究めるために、化学的実験を行い Fe_2O_3 , SiO_2 の溶解・運搬・沈澱作用について次の如き考察を試みている。即ち Mesabi Range 産赤鉄鉱 50% 非晶質珪酸 50% を 100 メッシュに粉碎、混合したものを、泥炭から抽出した溶液中で Fe_2O_3 , SiO_2 それぞれの溶解度、沈澱度を種々の条件下で定量した結果 1) 一定温度 (16.6°C) に於て PH の増加 ($3.9 \rightarrow 6.1$) に比例してその溶解度を減ずるが、溶液の温度、溶解時間は殆んど影響がない。2) PH 一定で温度を上昇させた時の $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ 溶解率は 20°C 以下では増加し、それ以上では減少する。3) 異種の溶解液は異つた溶解能力を有する。4) 温度、PH 一定の時、 Fe_2O_3 は時間に比例して沈澱量を増し、 SiO_2 は溶液中に再溶解するため、むしろ沈澱量は減少する。上記の結果から、綫状鉄鉱を構成する酸化鉄は寒冷期に於て、母材 (恐らく塩基性含鉄珪酸塩鉱物) から溶解し、珪酸は温暖期に溶解し、これらの成分が静かな前カンブリア紀の地質環境に於て順次運搬され、交互に沈澱堆積し、現在見られるような綫状構造を示したものである。(Econ. Geol., 50, 459 ~ 468, 1955)

[阿部宏]

石油鑛床學

7878, 北東部 Alberta, McMurray 層中の現地油並びに石油の成因 Corbett, C. S

北東部 Alberta の下部白亜紀に属する McMurray 層は "Athabasca tar sand" 又は "Athabasca bituminous sand" とも称せられる程膨大な油の集積がみられるが、その起源については特別

の生成条件が心要と考えられる。先ず地質学的には第一に下部白亜紀の McMurray sand の沈積と同時にその中に現地で根源物質が沈積した、第二に油が下位の古生層から竪されて堆積盆地内側に積動して来たという考え方が一応なされるが、筆者は結論として、この McMurray oil の大部分の根源物質は植物から竪された humic acid によるものとする。その理由として、堆積物中の有機物の性質及びその量的関係、炭質物に富む地域の流水が humic acid に富むことからこの根源物質を post-early Devonian に帰すべきこと、更に一般的に大部分の油と石炭の賦存が関連すること、並びに McMurray asphalt 層の堆積環境特にその中の asphalt 状の物質の形成は恐らく海水による有機物の沈積と同時に行われたものであろうこと、例えば現世砂中の asphalt 質物質が淡水沼沢に海水の混入するようなところでみられるような場合で説明される等、以上の諸点をあげる事ができる。この asphalt 様物質の中には堆積物質中の植物質即ち種子、孢子、樹脂物等が認められる。然しこの McMurray 層の埋没深度の点で圧力と温度が不充分のため、本層中の油は通常原油性状は持てなかつた(筆者の immature character)。以上の石油生成上特異な解釈に対して Hume, G. S., Gussow W. M. C., Hamilton, F. J., Sproule, J. C. 等による討論が附け加えられ、本層中の油の asphaltic であるという特性や、その他地質的な条件について種々論ぜられている。(Bull. Am.

Assoc. Petrol. Geol., 39, 1601 ~ 1649, 1955)

[加藤]

7879, Sedimentary structure に基づく砂岩の分類 Packham, G. H.

従来の砂岩の分類は、一般に構成鉱物、

組織の特徴にのみ基づいているものが多く、従つて成因的意義の面からは屢々一致しない。この欠点をなくすため、物理的環境及び堆積作因を示す成因的特徴に基づいて分類を行なつた。濁水流 (turbidity current) による deep water の堆積物と、traction current による shallow water の堆積物は、夫々特徴ある堆積構造 (sedimentary structure) を示し、この堆積構造により 2つの型の砂岩に分類され得る。この 2型の砂岩は夫々の構成鉱物、組織により更に細分される。1) deep water の graywacke suite; 砂岩の matrix 部分でない quartzose material の百分率により、その少い方から labile graywacke, sublabile graywacke, subgraywacke, 2) shallow water の arkose-quartzose sandstone suite; 上記同様の百分率により、花崗岩起源の arkose, feldspathic s.s., quartzose s.s., 及び花崗岩起源でない labile s.s., sublabile s.s., quartzose s.s. に分類される。(Am. Jour. Sci., 252, 466~476, 1954) [田口]

7880. 堆積岩中のジルコン Poldervaart. A.

本論文は堆積岩、火成岩、變成岩中のジルコンに就いて述べようとするその最初のものである。ジルコンは堆積岩構成鉱物中最も抵抗性のある鉱物の一つであるが、これは必ずしもその硬度の高いためではなく、化学的に安定なこと、結晶粒が小さいこと、劈開の発達がないこと等による。又ジルコンは一般にアルカリ溶液では侵され易く、ジルコン微晶破片は分解し Zr が水酸化第二鉄に錯イオンとして吸着されるものと考えられる。従つて頁岩中には恐らく Zr の大部分はジルコンとしては存在せず、又大洋底の粘土等の Zr も堆積輪廻の最終産物とみな

されるべきもので、ジルコンとしては存在しないものであらう。ジルコンの堆積岩中に於ける大きさと形についてみると円味を帯びた結晶粒か、或いは角ばつたものが圧倒的に多く、自形結晶はこれらに次いでいる。平均の elongation ratio は一般に 2.0 以下である。砂から粘土になるにつれて、ジルコンの平均の大きさは小さくなり、円味を帯びた結晶粒が減少し、角ばつた結晶粒が増加する傾向にある。単に堆積岩中のジルコンの大きさと形の分布による古地理学的な研究は有用でなく、その他の重鉱物と関連して研究して始めて効果がある。最後に堆積岩中のジルコンに関する 2~3 の実例を挙げ、多数のジルコンに関する文献を引用している。豊富に挙げられた引用文献と碎屑岩類中の鉱物の分離方法、測定方法の實際が役立つであらう。(Am. Jour. Sci., 253, 433~461, 1955) [田口]

参 考 科 学

7881. 地下水及び地表水中の放射能 Judson, S., Osmond J. K.

アメリカ合衆国其の他 77 地方の地下水及び地表水の U 含有量と全放射能を測定した結果では、U 含有量は 0.02ppb と 460ppb との間にあり、何れも測定可能な量の U を含むと云う。之の U が悉く溶液の状態であるか、コロイド粒子の大きさで懸吊の状態にあるかは不明である。Colorado 地区の Grand Junction のカルノオ鉱を持つ地層からの水は、鉱化作用を受けない地層の水に比べて圧倒的に U 含有量と全放射能とが多く、カルノオ鉱以外の U 鉱物を持つ地層の水に就いては不明であるが、之の事から本方法が U 鉱物の地化学的探査に役立つだろうと云つて

いる。pH と U 含有量との関係ははつきりしないが、東北、Wisconsin のカンプリアンの岩石中からの水では pH が 7.4 から 8.0 に増加するにつれて、U 含有量は減少し、又放射能が増加するにつれて弗素も増加する傾向が見られたと云う。尚蒸発残渣の全放射能は時間と共に減少を示す。(Am. Jour. Sci., **253**, 104~116, 1955.) [植田]

7882, A^{40} — K^{40} による地質年数の決定 Wasserburg G. J., Haydon R. J.

K^{40} の放射性崩壊によつて A^{40} を生ずることから、加里鉱物中の A^{40} と K^{40} との比を測定し、A に拡散損失がないものとしてその鉱物の地質年数を算出するので、地質年数の決定法で現在最も信頼出来る Pb—U 法と比較を行っている。之等の元素を含む鉱物として加里長石と閃ウラン鉱が共存する産地の試料を選び、之等に就いて A^{40} — K^{40} , Pb—U による年数を夫々算出した結果は、一般に近似した値が得られているが、 A^{40} — K^{40} による方法が少し小さな値を示している。之の原因として試料をすり潰す時の A の損失を考えている。 A^{40} — K^{40} 法の測定法を記述し、閃ウラン鉱の Pb, U, Th の各同位元素から之の地質年数を算出した結果についても合せ記載している。(Geochim. Cosmochim. Acta, **7**, 51~60, 1955) [植田]

7883, 燐酸法による遊離珪酸の定量 Schmidt, K. G.

多くの珪酸塩は燐酸熔融によつて溶解されることを利用して、粘土、岩塵等に含まれる free silica を定量できる。先ず H_3PO_4 (84.5%) を石英坩堝中で 250° に熱して $H_4P_2O_7$ と HPO_3 の混合物を作る。細粉とした珪酸塩試料 0.1g を石英坩堝中で、上記溶剤と共に 275° に加熱し、珪酸塩を分解する。冷却した後、酒

石酸アンモン 0.02g と酒石酸の結晶 1個を含む 50~60cc の熱水に溶解し ($Si(OH)_4$ の膠状沈澱の出来るのを防ぐ)、濾過する。残渣を醋酸酸性の熱水で洗滌し珪酸塩に由来する H_4SiO_4 を除く。次いで稀 HCl (4%) で洗滌して Al_2O_3 と燐酸塩を溶解し去り、最後に醋酸酸性の水で Cl^- が認められなくなるまで洗滌する。残渣(遊離珪酸)は灰化して秤量し、 $HF-H_2SO_4$ 処理で SiO_2 を求め、これをもつて遊離珪酸とする。HF 処理残渣が 0.75mg 以上ならば全体の操作を繰返す必要がある。尚以上の操作により不溶性として残るものには、コランダム、カーボランダム、ムル石、ある種の長石類等がある。(Ber. deut. keram. Gest., **31**, 402~404, 1954, Ceram. Abstr., 94~95, 1955) [長谷川]

7884, X線的研究の為の高温爐の試作

McKeand, I. J., Hursh, R. K

高温に於ける相の転移、平衡の状態を X 線的に研究する為の炉として、熱源にタングステンのコイルを使用したものを試作した。装置の大きさは径 4 吋、高さ 6 吋程度で、 $2000^\circ C$ 以上の高温が得られた。底部は廻転出来、これにアルミナ製の円盤をはさんで M_0 製のサンプル保持台がついている。熱源の W コイルは径 0.10 吋で、保持台を 7 回巻いている。この保持台を M_0 製の薄板で覆い、更に真鍮製の円筒でかぶせ、水で冷却する。頂部には排気ガス口があり W コイル、 M_0 薄板等の酸化を防ぐために、He ガスを通ずる。円筒側部ののぞき窓には厚さ 0.005 吋の Be を用いた。温度の測定は、熱電堆又は光学高温計による。テストの結果、20 分で $2000^\circ C$ に達し、2 時間この温度に保つことが出来た。尚 W 蒸気でおかされる試料には使用出来ない。(Jour. Am. Cer. Soc., **38**, 63~65, 1955) [横山]

会 員 名 簿

(昭和31年1月現在)

ア 安居院弘輔 日立市 日立鉱業所本山
 安積 政昭 神戸市葺合区雲井通り 4丁目22
 安倍 亮 東京都大田区田園調布 3の353
 安齊 徹 山形市十日町
 安齊 俊夫 東京新宿河田町地質調査所
 吾妻 穰 東京都港区赤坂田町 機械貿易会館内石油開発探査部
 阿古目邦夫 北海道札幌郡豊平町石山豊平鉱業所
 阿部 顕 三重県南牟婁郡入鹿丁 紀州鉱山
 阿部 英博 熊本大学理学部地質学教室
 阿部 宏 東北大学理学部岩礦教室
 阿部 正宏 東北大学理学部岩礦教室
 阿部 正行 静岡県磐田郡竜山村峰之沢鉱業所
 阿部 昌夫 兵庫県養父郡大屋町 三菱金属明延鉱業所
 阿部 喜治 青森県東津軽郡野田村 上北鉱業所
 愛知学芸大学附属図書館 岡崎市明大寺町西郷中 38
 青木謙一郎 東北大学理学部岩礦教室
 青柳 信義 東京新宿河田町地質調査所
 青山 信雄 佐賀市 佐賀大学文理学部
 赤塩 一巳 長野県上田市水道町
 赤塚 政美 北海道膽振国山越郡八雲町 中外鉱業八雲鉱業所
 明石 孝行 大阪市西成区西四条 3の16
 秋田県庁鉱務課 秋田市上手長町
 秋田大学鉱山学部図書課 秋田市手形
 秋葉 力 札幌市南一条西18丁目
 浅井 宏 札幌市 北海道学芸大学
 浅野 五郎 東京都千代田区丸ノ内 2の8 古河鉱業技術部
 浅山 哲二 京都市上京区室町通丸太町
 旭硝子株式会社企画部資料課 東京都中央区銀座4の1
 芦田 佐吉 秋田大学鉱山学部鉱山学科
 鹿森 武雄 仙台市国分町 住友金属鉱山KK仙台事務所
 新井 房夫 群馬大学学芸学部地質教室
 荒川 昇 岐阜県古城郡神岡町 三井金属神岡鉱山採鉱課

荒木 孝治 京都市上京区小山西大野町 53
 荒巻 重雄 東京大学理学部地質学教室
 有田 忠雄 金沢大学理学部
 有路 繁男 宮城県気仙沼市鼎ヶ浦高校
イ 尹 一 京科大学理学部地質教室
 井上 孝悌 山形市緑町 3の19北辰寮内
 井上 武 秋田大学鉱山学部地下資源開発研究所
 井上 秀雄 東京新宿河田町地質調査所
 井島信五郎 東京都中野区江古田 4の15 98
 井沼新次郎 札幌市 札幌東高等学校
 伊藤希久夫 塩釜市石堂 174
 伊藤 建三 釜石市富上製鉄釜石製鉄所
 伊藤 昌介 神奈川県高座郡大和町 中央林間
 伊藤 竹次 愛知郡長久平村字熊張1720
 伊藤 貞市 東京大学理学部鉱物学教室
 猪木 幸男 札幌市地質調査所 北海道支所
 飯島南海夫 長野市 信州大学教育学部
 飯田 進也 東北大学理学部岩礦教室
 飯田 直雅 北海道空知郡砂川町上砂川三井砂川鉱業所
 飯盛 里安 東京都豊島区巢鴨1の103
 池上 茂雄 北海道岩見沢市 北海道学芸大学地質学教室
 池村 嗣雄 北海道空知郡赤平町 豊里鉱業所
 五十嵐俊雄 東京新宿河田町地質調査所
 砂沢 準助 福島県伊達郡川俣町寺久保 112
 石井 清彦 東北大学理学部岩礦教室
 石井 康夫 秋田県鹿角郡小坂町 相内鉱業所
 石岡 孝吉 名古屋市瑞穂区 名古屋大学瑞穂分校
 石外 宏 東京都北多摩郡泊町岩戸電力技術研究所
 石上 郁衛 静岡県志太郡島田町 4704
 石川 清水 福島県針道局内内沢村字馬乗
 石川 俊夫 北海道大学理学部地質教室
 石川 博 上田市 信州大学繊維学部
 石田準之助 北海道余市郡余市町湯内住友余市鉱業所

- 石田 進 金沢大学理学部地質学科
石田道之助 東京都中野区本町通 6の30
石田 義雄 東京都港区赤坂田町 7の3
機械貿易会館内石油開発
石田 洋二 東京都目黒区柿ノ木坂149
荒井方
石塚 末吉 飯田町市営住宅 40
石塚 義彦 秋田県山本郡藤里村太良鉱山
石橋 正夫 北海道大学理学部地質教室
石原 勉 兵庫県洲本市由良町天川
大村優子方
石原 寿二 福岡県嘉穂郡稲築町字鴨生
有斐寮
石原産業株式会社技術室 大阪市西区江
戸堀上通 1の11
石和 一夫 長野市 信州大学教育学部
石和田章三 東京大学工学部鉱山学教室
磯野 越夫 愛知県愛知郡鳴海町大根39
磯部 清 東京都世田谷区代田2の681
磯見 博 川崎市久本町 地質調査所
市川 渡 金沢大学理学部地質学教室
市村 賢一 宮城県栗原郡鶯沢町 三菱
金属細倉鉱業所
市村 毅 山形市東原町 323
稻積 惺 金沢大学理学部地質学教室
稲森 潤 東京都練馬区練馬仲町 6の
5211
犬塚 英夫 東京都江東区北砂町3の479
東芝砂町工場
今井 功 川崎市久本町 地質調査所
今井 直哉 新潟大学理学部地質教室
今井 秀喜 東京大学工学部鉱山学教室
今成 和男 栃木県上都賀郡今市市 400
今村 外治 広島大学理学部地質学教室
茨城大学附属図書館
岩井 淳一 茨城県東茨城郡渡里村渡里
岩井 津一 東北大学理学部地質学教室
岩生 周一 東京都目黒区東京工業大学
東京都目黒区駒場町 東京
大学教養学部地質学研究室
岩崎 岩次 東京都目黒区東京工業大学
岩崎 健 九州大学理学部地質学教室
岩崎 正夫 徳島市南常三島町 徳島大
学工学部地質学教室
岩尾 舜三 名古屋市瑞穂区堀田通 2丁
目 日本碍子 KK製造部
岩手大学附属図書館 盛岡市上田
岩船 達三 東京都中央区日本橋室町 2
の 1 三井金属鉱業株式会
社鉱山部地質課
岩本 清次 東京都文京区市兵衛河岸 4
鵜飼 保郎 東京大学理学部地質教室
宇都宮大学工学部附属図書館
栃木県河内郡国本村宝木
宇野 一治 宮城県宮城郡宮城村県営住
宅
宇留野勝敏 東北大学理学部岩礦教室
上田 潤一 和歌山県那賀郡麻生津村
飯盛鉱業所
上田 健夫 京都大学理学部地質学教室
上床 国夫 東京都渋谷区代々木大山町
1030
上野 三義 広島通産局内地質調査所
広島駐在員事務所
上野山一郎 和歌山市雑賀屋町東の丁 3
植田 良夫 東北大学理学部岩礦教室
薄井 広市 富山県上新川郡大山町小原
27 日本黒鉛鉱業KK 千
野谷鉱業所
内田 義信 愛媛県新居浜市繁本町 702
内山 敬明 川口大学文理学部地学教室
梅垣 嘉治 広島市出汐町 広島大学理
学部地質学鉱物学教室
卜部 奎一 秋田県鹿角郡尾去沢町三菱
尾去沢鉱業所
占部 忠雄 京都大学理学部地質学教室
浦島 幸世 北海道大学理学部地質学教室
浦田 英夫 福岡市 九州大学第一分校
江口 元起 仙台市北五番丁88
愛媛大学附属図書館工学部分館
愛媛県新居浜市区内庄内
遠藤 正孝 東北大学理学部岩礦教室
小笠原和男 岩手県東磐井郡根村大森
磐井鉱業所
小川雨田雄 東京都千代田区丸の内 1の
4 日東化学工業株式会社
小倉 信雄 北海道紋別市鴻の舞鉱業所
小野 晃司 川崎市久本町 地質調査所
小野三千雄 東京都世田谷区祖師谷 1の
454
小野田匡高 仙台市琵琶首丁 18
小野寺清兵衛 九大工学部採鉱学教室
小原梅治郎 新潟県直江津町砂山区 信
越化学工業直江津工場
小山田拓之 東京都中央区日本橋通3の7
穴戸鉱業東京事務所
尾口 仁一 宮城県遠田郡涌谷町田沼町
21
越智弥一郎 高知市山田町 9

織田 精徳 札幌通産局石炭部開発課
生出 慶司 仙台市 東北大第一教養部
及川 準之助 岩手県岩手郡松尾村 松尾
鉱業所自修寮内
大井 義夫 奈良県あやめ池新地
大泉 繁次 山形県庁鉱業課
大久保 義和 山形県西村山郡白岩村 永
松鉱業所
大久保 五郎 東京都千代田区神田神保町
1の7
大沢 稔 川崎市久本町 地質調査所
大阪市立自然科学博物館
大須友三郎 栃木県足尾鉱業所
大津 秀夫 東京新宿河田町地質調査所
大塚 清彦 神奈川県逗子市久木19
大塚 寅夫 名古屋通産局内工技庁地質
調査所名古屋駐在所
大友 淳 東北大学理学部岩礫教室
大貫 照一 栃木県足尾鉱業所
大沼 晃助 東北大学理学部岩礫教室
大沼 善吉 東京都千代田区霞ヶ関2の2
資源庁官房統計課
大野 勝次 岡山市国富本町 337友田方
大羽 八郎 福岡県飯塚市柏ノ森13 農
園社宅
大場 邦雄 仙台高等学校内
大庭 昇 鹿児島大学理学部地学教室
大橋 一隆 桐生市本町6丁目376
大橋 良一 秋田大学鉱山学部
大平 成人 鎌倉町小町427
大堀 晋 福島県庁総合開発調査局開
発課
大町北一郎 北海道大学理学部地質教室
大森 信志雄 浜松市広沢町 浜松北高等
学校
大森 啓一 東北大学理学部岩礫教室
大和 栄次郎 川崎市久本町 地質調査所
太田 勇 秋田県由利郡直根村 日本
鉱業本荘油田探鉱所
太田 良平 東京都杉並区永福町 415
河原林方
大屋 宏 新居浜市住友金属別子鉱業
所庶務課
応地 善雄 福岡県荒戸町 福岡学芸大
学福岡分校地学教室
岡崎 由夫 釧路市学芸大学釧路分校
岡田 明 札幌郡琴似町川添西中学前
岡田 全弘 栃木県安藤郡高生町 磐城
セメント本社工務部内

岡田 広吉 東北大学選鉱製錬研究所
岡田 博 秋田県花矢町花岡花岡鉱山
岡野 武雄 東京新宿河田町地質調査所
岡本 次郎 北海道学芸大学旭川分校
岡本 要八郎 福岡局区内荒戸町175
岡山大学理学部地質学教室 岡山市津島
奥田 茂穂 東京都中野区新井町455
奥原 宗忠 北海道日高国沙流平取付ニ
セウ 日東鉱山事務所
奥海 靖 仙台市通産局内 地質調査
所仙台駐在所
折本左千夫 東北大学理学部岩礫教室

力加賀谷文治郎 秋田大学鉱山学部
加藤 昭 東京大学理学部地質学教室
加藤 穆夫 浦和市高砂町4の169
加藤 磐雄 東北大学理学部岩礫教室
加藤 啓 山形県西村山郡高松村米沢
加藤 謙次郎 仙台市米ヶ袋中ノ坂通17
加藤 信 金沢市味噌蔵町間の町12
加藤 太一郎 新潟県立新発田高等学校
加藤 精一郎 山形県鶴岡市新土町
加藤 肇 東京都世田ヶ谷区世田ヶ谷
4の504
加納 富夫 名古屋市中村区岩塚町5反
城3の6
加納 博 秋田大学鉱山学部
加茂野 寿 秋田県小坂局区内 小坂町
小坂鉱業所栗平合宿内
狩野豊太郎 秋田県庁商工水産部鉱務課
香川 崇立 農科大学区書庫
香川県木田郡平井町
攪上 忠佑 東北大学理学部岩礫教室
鹿児島大学文学部図書課
鹿児島市山下町2
笠間 太郎 大阪市立大理学部地質教室
片田 正人 川崎市下作延495 木所方
片山 信夫 東京都文京区原町126
勝井 義雄 北海道大学理学部地質教室
金井 敬吉 東京都新宿区細工町20
金尾 直敬 愛媛県新居浜市外泉川局内
内角野町山根西社宅
金谷 孝 秋田県熊代市柳町54
金子 利三 東京都台東区田島町99
金沢大学図書館理学部分室
金沢市仙石町
兼子 勝 川崎市久本町 地質調査所
兼松 四郎 滋賀県栗田郡治田村 滋賀
農大地質教室内
鎌田 浩志 東北大学理学部地質学教室

鎌田 泰彦	長崎市大橋町200 長崎大学学芸学部地質教室	桐山 良一	大阪大学理学部
神山 次典	大阪府吹田市千里山446の5	ク 久綱 正典	神戸市長田区池田町 171 の 4
神山 貞二	秋田県北秋田郡阿仁合町阿仁鉱業所	久野 久	東京大学理学部地質学教室
亀井 寛	愛媛県松山市弓ノ町 1	久保 恭輔	東京新宿河田町地質調査所
唐木田芳文	九州大学理学部地質教室	久保 震	東京都千代田区神田神保町 2丁目2 飯松堂2階 ナカカ株式会社
川上 隆也	京都大学理学部地質学教室	草薙 忠明	栃木県足尾町 足尾鉱業所
川尻 茂三	秋田県庁商工水産部鉱務課	杏沢 新	秋田大学鉱山学部鉱山学科
川畑 健雄	山形県西置賜郡小国町 日本電興株式会社小国製造所	熊谷 善夫	宮城県牡鹿郡渡波町6軒町5
川村 和太	東北大学理学部岩礦教室	熊野 靖治	門司市大字恒見 小野田セメント恒見工場溪石課
川村 佳夫	三重県四日市市末永 199 株式会社川村組	熊本大学附属図書館	熊本市黒髪町
河合 常	松山市 南高等学校	久米 敏夫	京都大学理学部地質教室
河田 晴雄	川崎市久本町 地質調査所	倉沢 辰己	群馬県多野郡神流村下野栗須
河野 義礼	川崎市久本町 地質調査所	倉持 文雄	東京都西多摩郡奥多摩町東京都水道局小河内建設事務所
菅野 五郎	宮城県桃生郡河北町二股中学校	黒川 純行	山口大学文理学部地学教室
キ 木崎甲子郎	北海道大学理学部地質教室	黒沢 晃工業高校採鉱科	岩手県北上市
木崎 喜雄	群馬県前橋市清正寺町 群馬大学学芸学部	黒田 吉益	東京都世田谷区上馬町 1 の 589
木立 正嗣	東京都品川区倉山台 2の50 農林省林業試験所官舎	黒沼 広治	山形県上ノ山市永野蔵王鉱山
木野崎吉郎	広島市出汐町 広島大学理学部地質鉱物学教室	桑原 寛	東京都中野区本郷通 2の3 ロックプロダクト KK
木下 龜城	九州大学理学部地質教室	群馬大学学芸学部図書館	前橋市清正寺町
木村健二郎	横浜市鶴見区東寺尾町1723	コ 小安土公一	北海道函館市音羽町11
木村 正	釧路市城山町 124	小泉 茂樹	石川県門脇西村境 4 55
木村 正	東京新宿河田町地質調査所	小泉 隆	東北大学理学部岩礦教室
木村 達明	東京都文京区大塚窪町56東京教育大学附属高等学校	小河 光恵	豊中市柴原 大阪大学北校地学教室
木村 敏雄	名古屋市中種区 名古屋大学理学部地球科学教室	小坂 利幸	北海道十勝国河内郡崇室町東町 芽室高等学校
木村 六郎	東京都板橋区下石神井 2の1232	小坂 丈予	東京都日黒区東京工業大学
貴志 晴雄	東京都世田谷区成城町63	小島 丈児	広島市出汐町 広島大学理学部地質鉱物学教室
菊地 豊	北海道紋別郡紋別市 鴻舞鉱業所	小島 公長	東京都渋谷区伊達町82
菊地 徹	東京新宿河田町地質調査所	小島 忠三	埼玉大学文理学部地質教室
岸田 孝蔵	姫路市伊佐居 600 姫路工業大学自然科学教室	小関 幸治	東京新宿河田町地質調査所
岸本 文雄	東京新宿河田町地質調査所	小西 善次	東京都中野区新山通 3の33
北原 順一	松江市 島根大学文理学部	小西 正春	東京都港区赤坂葵町 日本鉱業鉱山部
北村 信	東北大学理学部地質教室	小西 優	金沢市仙石町 金沢大学理学部地質学教室
九州工業大学附属図書館	福岡県戸畑市	小林 勇	札幌市南一条西18丁目 地質調査所北海道支所
京谷 公雄	名古屋市中種区萱場町 3の32 清風荘11号		
桐生 清	東北大学理学部岩礦教室		

小林 克二 新潟県西頸城郡歌外波村
大日本セロロイド親不知工場
小林 国夫 信州大学文理学部地学教室
小林 幸二郎 東京新宿河田町地質調査所
小林 直樹 福島県南会津郡田島町 八
総鉱業所職員社宅
小松 疆 川崎市久本町 地質調査所
半来 正夫 東京教育大学地質学教室
国府谷盛明 東北大学理学部岩礦教室
後閑文之助 東京都杉並区井荻 2丁目34
黄 春 江 台北市温州街52巷 4号
幸田 秀良 九州大学理学部地質学教室
甲田 三男 長野県 信州大学教育学部
高知大学附属図書館 高知市小津町
香村 明美 岩手県江刺郡江刺町 藤田
鉱山KK 赤金鉱業所
高良 淳 八幡市大蔵勝山町 2丁目
高良 義郎 八幡市大蔵勝山町 2丁目
郷真 篤造 東京新宿河田町地質調査所
越 辰郎 長野県須坂市本郷町
越野 正 北海道大学理学部地質学教室
是川 正顕 京都大学理学部地質学教室
蛸川 昭平 京都大学理学部地質学教室
今田 正 山形大学理学部地質学教室
今野 弘 東北大学理学部岩礦教室
近藤 靖造 千葉大学文理学部地学教室
近藤 忠三 秋田大学学芸学部地学教室

サ 佐久間 正 岐阜県吉城郡神岡町 神岡
鉱業所
佐々 保雄 北海道大学理学部地質学教室
佐々木正一 仙台市新寺小路 112
佐々木 久 札幌市南二一条西 6丁目
日本鉱業社宅
佐々木 実 東京新宿河田町地質調査所
佐藤 明男 東北大学工学部鉱山学科
佐藤 明 岩手県九戸郡野田村新鉱業
開発KK 野田E川鉱業所
佐藤 恭 秋田県鹿角郡 小坂鉱業所
佐藤 鉦三 仙台市狐小路 佐藤鉱業所
佐藤 蔵 札幌市中島公園北海道地下
資源調査所
佐藤 茂 東京新宿河田町地質調査所
佐藤 二郎 岩手県北上市黒沢尻工業高
等学校
佐藤 長治 東北大学理学部岩礦教室
佐藤 信男 新潟県東蒲原郡三川村新谷
局区内 三川鉱業所鉱務課
佐藤 文雄 室蘭市水元町室蘭工大官舎

佐藤 弘 東北大学理学部岩礦教室
佐藤 博之 札幌市南一条18丁目 北海
道通産局鉱山部
佐藤 正信 青森県野内局区内 上北鉱
業所
佐藤 満雄 宮城県桃生郡矢本中学校
柳原 忠政 北海道大学理学部地質学教室
柳原雄太郎 愛知県半田市亀崎上河原
逆瀬川清丸 東京新宿河田町地質調査所
斎藤 邦三 仙台市 仙台第二高等学校
斎藤 浩三 東京都目黒区下目黒三井金
属 東京研究所
斎藤 仁 札幌市南十条西13丁目
斎藤 甚三 福岡県田川市東区新町 三
井社宅
斎藤 忠夫 横浜市鶴見区市場町1152
東京セレン工業
斎藤 正雄 札幌市南一条西18丁目地
質調査所北海道支所
斎藤 正次 東京都大田区馬込町西 4丁
目70
斎藤 実 香川県木田郡早井町香川農
科大学地学研究室
斎藤 洋彦 仙台南通産局鉱山部鉱業課
坂井 茂 岐阜県吉城郡神岡町 神岡
鉱山探鉱課
坂口 博 栃木県足尾鉱業所
酒井 栄吾 岡崎市梅園町字寺裏6の1
学芸大学住宅13号
酒匂 純俊 札幌市中島公園 北海道地
下資源調査所
桜井 所一 東京都千代田区神田須田町
1の15
桜井仁之助 水戸市外吉田 水戸工業高
等学校探鉱冶金科教室
桜井 敏生 東京都新宿区柏木1の60
笹倉健一郎 日立市 日立鉱業所
沢 俊明 北海道大学理学部地質学教室
沢村孝之助 川崎市久本町 地質調査所
沢村 武雄 高知大学文理学部地質学教室
三枝 守維 兵庫県養父郡 明延鉱山
三本杉巳代治 福島大学学芸学部

シ 滋賀県立農業短期大学 滋賀県草津局
区内治田村渋川
志達 晃 和歌山県那知勝浦町三菱金
属妙法鉱業所
志水 次郎 東京大学理学部地質学教室
紫藤 文子 東京大学理学部地質学教室
白丸新十郎 福岡県戸畑市 九州工業
大学鉱山工学科地質学教室

清水 照夫 京都市上京区烏丸通鞍馬口
上ル 日本地科学社内
椎川 誠 秋田市亀ノ町西土手町 8
塩田 勇夫 栃木県下都賀郡吹上村吹上
549
塩原 幹治 東京都中野区沼袋 510
繁沢 和夫 京都府伏見区深草園成町12
品川白煉瓦株式会社岡山工場
岡山県和気郡借前町
篠田 貢 山口県玖珂郡美川村 河山
鉱業所
柴崎 立 群馬県前橋市北曲輪町
柴田 勇 東京都武蔵野市吉祥寺
2671の1
柴田久米男 能代市 能代工業高校
柴田 秀賢 東京教育大学地質教室
柴田 莊三 秋田市石油資源開発KK
秋田事務所
柴田 豊吉 東北大学理学部地質学教室
柴橋 敬一 山形県西村山郡寒河江町大
字寒河江町2 50
渋谷 五郎 山口大学文学部地質教室
島田 昱郎 東北大学理学部岩礦教室
島田 忠夫 東京新宿河田町地質調査所
島田 衛 日立市日立鉱業所探査課
島津 光夫 東北大学理学部岩礦教室
島根大学附属図書館 松江市西津川町
下田 哲也 東北大学理学部岩礦教室
秀 敬 広島市出汐町 広島大学理
学部地質鉱物学教室
樹下 惺 札幌市南二十一条西九丁目
正田篤五郎 東京大学理学部地質学教室
庄司 誠一 東北大学工学部鉱山学教室
常子 文 東京都中野区宮園町 2の29
白井 六蔵 兵庫県朝来郡生野町生野鉱
山地質課
白石 辰巳 東京都港区赤坂町機械貿
易会館内石油開発探査部
白石 剛 熊本大学理学部地質学教室
白石 豊 秋田県鹿角郡小坂町 相内
鉱業所
白神 正夫 尼崎市橋田字菱村所72
白水 晴雄 九州大学理学部地質学教室
城石 恭 九州大学理学部地質学教室
新鉱業開発鉱山部 東京都中央区銀座
東 8丁目19番地10
信州大学理学部図書課 長野市西長野町
信州大学教育学部図書館 松本市泉町
神保 恵 山形市外飯塚村62

又 図師 政美 北海道大学理学部地質教室

須藤 俊男 東京教育大理学部地質教室
須原屋書店 浦和市仲町2丁目113
末野 悌六 市川市市川1の195
末松 市松 山口大学文学部地質学教室
萱木 浅彦 東北大学理学部岩礦教室
菅 清康 東京都千代田区大手町 三
菱金属鉱業株式会社探査部
菅井敬一郎 山形市六日町1030 鈴木方
菅原 欣一 東北大学理学部岩礦教室
菅原 公平 神奈川県藤沢市鶴沼2440
杉浦 孝三 東京都目黒区東京工業大学
金沢大学理学部地質教室
杉浦 精治 北海道檜山郡上国村今井
石崎鉱山
杉本 良也 札幌市 中島公園拓殖館内
北海道地下資源調査所
杉山 隆二 新潟大学理学部地質教室
鈴木 喜義 福島県耶麻郡加納村 寺内
畑鉱山
鈴木 敬治 福島市 福島大学文学部
鈴木 好一 東京都新宿区百人町4の 00
資源科学研究所内
鈴木 重人 名古屋市東区東青野町 愛
知学芸大学地質教室
鈴木 醇 北海道大学理学部地質教室
鈴木 森 東北大学工学部鉱山工学科
岩手県岩手郡松尾村 松尾
鉱業所 緑が丘1ノ27号
鈴木 秀幸 東京都西多摩郡日の出村
日本セメント 一溪寮
鈴木 淑夫 北海道大学理学部地質教室
鈴木 正利 広島市南段原町1334
鈴木 瞬 東北大学選鉱製錬研究所
鈴木 衛 茨城県多賀郡南中郷村日棚
鈴木 守 北海道大学理学部地質教室
鈴木 光郎 東北大学理学部岩礦教室
鈴木 礼吉 東北大学理学部岩礦教室
鈴木康三九 東北大学工学部鉱山学教室
砂川 一郎 東京新宿河田町地質調査所
角 清愛 東京新宿河田町地質調査所
角 靖夫 川崎市久本町 地質調査所
住友金属別子鉱業所庶務課
愛媛県新居浜市乙巻の巻
セ 瀬戸 速水 盛岡市上田与力小路 212
瀬戸 正雄 秋田県鹿角郡小坂町十和田
鉛山 鉛山鉱業所
関 寿和 東北大学理学部岩礦教室
関 啓 長野市 信州大学教育学部
関 陽太郎 埼玉大学理学部地質学教室

関根 良弘 東京新宿河田町地質調査所
 積 善 館 広島市広島大学正門前
 全田 孝 福島県会津若松市一箕町石ヶ森鉱業所
 千藤 忠昌 東北大学理学部岩礦教室
 外崎 与之 北海道学芸大学 函館分校
 ソ 宗宮 重行 東京都世田谷区成城町 274
 タ 田口 一雄 東北大学理学部岩礦教室
 田口今朝男 長野市 信州大学教育学部
 田口 恒勇 東北大学工学部鉱山工学部
 田代 弘伯 福島県相馬郡小高町
 田代 忠 東北大学理学部岩礦教室
 田中 収 長野県上高井郡東村 米子鉱業所
 田中 賢三 東京都文京区駒込千駄木町 113 凡地学研究社
 田中 會也 福岡市箱崎小松町 230
 田中 留治 金沢大学理学部地質学教室
 田辺 健一 東北大学理学部地理学教室
 田辺 泰夫 神奈川県中郡二宮町914
 田村 功 山口大学文理学部地学教室
 高岡 公昭 大阪府池田市玉坂町34
 高木 周 神戸市東灘区魚崎町横屋766
 高沢 松造 兵庫県朝来郡生野町 生野鉱業所
 高島 清 広島市 広島通産局内地質調査所
 高瀬 博 東京新宿河田町地質調査所
 高田 昭 東京都港区赤坂青山1の1 間組
 高野 幸雄 東京都新宿区戸塚1-508 早稲田アパート
 高鷺 明俊 秋田県山本郡藤里村 古河鉱業太鉱業所
 高橋維一郎 岩手大学工学部鉱山工学科
 高橋英太郎 山口大学文理学部
 高橋 純一 東京都杉並区堀ノ内 1の55
 高橋 登 東北大学理学部岩礦教室
 高橋 輝道 愛媛大学工学部鉱山学教室
 高橋 一 三重県南牟婁郡入鹿村 石原産業株式会社社紀州鉱業所
 高橋 英夫 宮城県栗原郡 細倉鉱山
 高橋 博 東京新宿河田町地質調査所
 高橋 兵一 仙台市通産局内地質調査所
 高橋 光明 北海道亀田郡亀田村字本町
 高橋 義士 北海道旭川市新町四条4丁目
 高橋 洋 北海道上川郡下川町 三菱金属下川鉱業所

高島 彰 東京都文京区大塚塚下町40
 鷹村 槐 広島市荒神町253
 滝川 一博 鳥取県日野郡伯南町河上日鉄日野上鉱山
 滝本 清 京都大学工学部鉱山学科
 武井 和夫 浦和市元町1~60
 武司 秀夫 広島大学教養部地質学教室
 武田 達也 東京都港区青山1丁目 青山アパート12号館14号
 武中 俊三 姫路市伊伝居 姫路工業大学鉱床地質教室
 竹内 順治 長野市 信州大学教育学部
 竹内 常彦 東北大学選鉱製錬研究所
 竹内 英雄 東京都千代田区丸の内2の8 占河鉱業株式会社
 竹内 嘉助 札幌市北四条西23丁目
 竹下 寿 長野市箱清水町長野西高等学校通信教育部
 橘 寿郎 大津市栗津町25 日本電気硝子株式会社製造部
 立川 正久 京都市下京区大宮通八条下二丁目中之町 359
 立見 辰雄 東京都三鷹市牟礼355
 谷 正巳 東京新宿河田町地質調査所
 谷 竜治 秋田県仙北郡六郷町字大町
 谷田 勝俊 東北大学理学部岩礦教室
 谷波 正三 金沢大学理学部地質学教室
 谷村昭二郎 東北大学理学部岩礦教室
 種子田定幹 九州大学理学部地質学教室
 種村 光郎 東京新宿河田町地質調査所
 玉置 裕彦 和歌山県新宮市新町114 山徳製材所内
 玉木 貴裕 東京都中野区鷺宮1の229

チ 地質調査所大阪駐在官事務所

大阪市東区備後町 5丁目27
 地質調査所北海道支所 札幌市南一条
 千葉 慧 岩手県東磐井郡大東町興田分校内
 茅原 一也 新潟大学理学部地学教室
 チャールス・イー・クトル商会
 東京都文京区江戸川町15

ツ 津島 精一 山口大学文理学部地学教室
 津末 昭生 東京都杉並区和泉町627
 津兼豊太郎 愛媛県新居浜市 別子鉱業所選鉱工場
 津留 和子 熊本市本庄町公務員アパート R. B. 22.
 津屋 弘達 東京都文京区駒込西片町13の8

- | | | | |
|----------------|-------------------------|-----------|---------------------------------|
| 塚田 文男 | 東京都文京区駒込千駄木町59 | 中 東策 | 秋田県鹿角郡 小坂鉦山 |
| 塚脇 祐次 | 京都市左京区吉田牛の宮町17 | 中川 進 | 北海道虻田郡京極村協方日鉦鉦業北海道鉦業所 |
| 筒浦 明 | 札幌市南十八西6丁目北海道札幌南高等学校 | 中島 俊二 | 静岡県磐田郡竜山村 峰之沢鉦業所 |
| 堤 得道 | 京都大学理学部地鉦教室 | 中谷 欣一 | 东北大学理学部地質教室 |
| 坪 敏雄 | 北海道余市郡余市町 余市高等学校 | 中藤 剛 | 九州工業大学鉦山学科 |
| 坪井誠太郎 | 東京都北区中里町 423 | 中西 信弘 | 金沢市山の上町 5丁目14 |
| 坪谷 幸六 | 東京都港区麻布菟土町14 | 中村 元 | 北海道空知郡赤平村赤平炭鉦 |
| 鶴島 鎮彦 | 岩手県上閉伊郡甲子村大橋釜石鉦山万生寮 | 中村小四郎 | 熊本市熊本大学工学部 |
| テ 寺津 湯次 | 岐阜県古城郡神岡町前平対山寮 | 中村 順三 | 川崎市久本町 地質調査所 |
| ト 土居 繁雄 | 札幌市中島公園内北海道地下資源調査所 | 中村 二郎 | 長野県下水内郡岡山村温井分教室 |
| 戸畑 賢二 | 北海道大学理学部地鉦教室 | 中村 哲郎 | 栃木県足尾鉦業所 |
| 戸田 一美 | 鹿児島県出水市諏訪馬場 | 中村 久由 | 川崎市久本町 地質調査所 |
| 戸塚 好雄 | 東京都渋谷区千駄ヶ谷 東京通産局鉦山部 | 中村 博行 | 山口大学文理学部地学教室 |
| 東京教育大学地質学鉦物学教室 | | 中村 謙 | 秋田大学鉦山学部鉦山学科 |
| 東京文京区大塚窪町 | | 中本 明 | 鎌倉市小野 505 (タイ国出張中の留守宅) |
| 東郷 文雄 | 東京新宿河田町地質調査所 | 中山 勇 | 京都大学理学部地鉦学教室 |
| 東邦亜鉛株式会社鉦山部 | 東京都中央区日本橋室町4丁目4番地 | 中山 一義 | 香川県木田郡平井町 香川農科大学地学研究室 |
| 藤間 峰俊 | 宮崎県東臼杵郡北方村 横峰鉦山地質課 | 永井彰一郎 | 東京大学工学部 |
| 時津 孝人 | 東京新宿河田町地質調査所 | 永淵 正叙 | 東京都世田谷区代田2の958 |
| 富山大学附属図書館 | 富山市連町 | 長尾 恵 | 山口大学文理学部地学教室 |
| 富坂 武士 | 山口大学文理学部地学教室 | 長沢敬之助 | 名古屋市中種局区内 名古屋大学理学部地球科学教室 |
| 富田 達 | 九州大学理学部地質学教室 | 長島 乙吉 | 東京都千代田区科学研究所飯盛研究室内 |
| 富田 光孝 | 岡山県久米郡柵原町柵原鉦山 | 成田 英吉 | 北海道大学理学部地鉦教室 |
| 富田 芳郎 | 东北大学理学部地理学教室 | 南部 松夫 | 东北大学選鉦製鉦研究所 |
| 富永 俊治 | 東京都港区赤坂葵町 日本鉦業探査部鉦山調査課 | 二 新潟大学理学部 | 新潟市西大畑町 |
| 供田 三郎 | 名古屋市中区流町38 | 新田 富也 | 岐阜県砂岡局区内神岡町前平 三井金属神岡鉦業所 |
| 豊吉 久泰 | 兵庫県養父郡南谷 三菱金属明延鉦業所 | 西尾鈴次郎 | 武蔵野市吉祥寺87 |
| 豊田 環吉 | 東京都新宿区百人町 衛生試験所地下水温泉試験室 | 西尾 滋 | 東京大学工学部鉦山学科 |
| 豊田 英義 | 松山市道後南町2丁目487 | 西沢章三郎 | 東京都豊島区椎名町 8の3897 |
| ナ 名古屋大学附属図書館 | 名古屋市中局区内中南北堀町 | 西沢 徳雄 | 北海道紋別市鴻之舞鉦業所 |
| 名古屋工業大学図書館 | 名古屋市昭和局区内御器所町 | 西島 隆之 | 東京都江東区深川東雲町 2丁目3 日東紡績株式会社東京工場社宅 |
| 名和 時雄 | 山形県北村山郡東根町野川1324 | 西原 元男 | 山形県最上町満沢 東邦亜鉛長富鉦業所 |
| 内藤 貞夫 | 神奈川県鎌倉市鎌倉山旭ヶ丘 時田方 | 西宮 典夫 | 高知県土佐郡大川村 日鉦白滝鉦業所 |
| | | 西脇 親雄 | 東京都目黒区宮前町64 日本鉦業日立鉦業所探鉦課 日立市 |

日本鉱業日立鉱業所業務課買鉱係	日立市	林 那佳夫	群馬県利根郡沼田町大字沼田180
日本鉱業探査部	東京都港区赤坂葵町	林 幹雄	名古屋市千種区瑞穂2の63 猪熊光義方
日本鋼管鉱業企業部調査課	東京都千代田区丸の内1の2	林田志賀雄	久留米市篠山町158
日本セメント生産部鉱業課	東京都千代田区大手町2丁目9	原 幸司	長野市 信州大学教育学部
日鉄鉱業総務部総務課	東京都千代田区丸の内 2丁目20の1	原口 九万	神戸市葦合区籠池通 3丁目14
入道 正	宮城県登米町登米高等学校	原口 正敏	静岡県磐田郡竜山村 峰之沢鉱業所親和寮
ネ 根橋雄太郎	東京都杉並区荻窪三谷町75	原田 進平	北海道大学理学部地鉱教室
根本 忠寛	札幌市南一条地質調査所北海道支所	原田 義博	山口大学文理学部地学教室
ノ 野口喜三雄	東京都目黒区金町 都立大学理学部化学教室	針谷 宥	北海道大学理学部地鉱教室
野沢 保	川崎市久本町 地質調査所	番場 猛夫	札幌市南1条西18丁目 地質調査所 北海道支所
野田真三郎	東京都世田谷区下馬町2の5	ヒ 樋口 潔	熊本大学理学部地学教室
野田勢次郎	福岡県糸島郡二丈村浜富加布理海岸	肥田 昇	鎌倉市浄明寺 283
野村 武	金沢大学理学部地質学科	日高 進	青森県上北郡 上北鉱業所
野本 健吉	兵庫県養父郡南谷三菱金属明延鉱業所	一杉 武治	東京都千代田区丸の内 2の18内外ビル電源開発KK
ハ 長谷川修三	東北大学理学部岩礦教室	平井 喜郎	北海道大学理学部地鉱教室
橋本 克昭	兵庫県津名郡津名町志筑	平田 及川	名古屋市西区馬喰町47
橋本 誠二	北海道大学理学部地鉱教室	平本 武雄	福島県安積郡三穂田村白石鉱業株式会社高篠鉱業所
橋元 昇	東京都港区芝新橋 5丁目12の1 住友金属鉱山K.K.	平峰 武夫	福島県相馬市中村砂子田相馬労働基準監督署
畑中 典郎	青森県野内局区内 日鉱上北鉱業所	平山 昭	福島県石城郡四倉町八茎口鉄鉱業 八茎鉱山
蜂屋 可典	東北大学理学部岩礦教室	平山 健	川崎市久本町 地質調査所
初田甚一郎	京都大学理学部地鉱教室	広川 治	川崎市久本町 地質調査所
服部 富雄	東京新宿河田町地質調査所	雲川 稔	東京都武蔵野市吉祥寺字本田南2501
花岡 完	岡山県和気郡三石町 川崎炉材株式会社研究課	広渡 文利	九州大学理学部地質学教室
花村曾太郎	北海道紋別郡九瀬布町金山	弘前大学附属図書館教育学部分館	弘前市下白銀町
埴原 長興	名古屋市千種区内山町 2の66	フ 富士製鉄室蘭製鉄所 室蘭市輪西町12	
浜口 克巳	大分県北海部郡佐賀関町佐賀関製錬所調査課	深谷 純	福島市平和通舟場町 1
浜地 忠男	東京都世田谷区世田谷 1丁目811	福尾 寿	名古屋市東区水筒光町4の8
早川 典久	東北大学工学部鉱山学科	福島大学附属図書館学芸学部分館	福島市浜田町84
早瀬 一一	京都大学理学部地鉱教室	福田 達	東京都目黒区大岡山108
早瀬喜太郎	埼玉県入間郡飯能町3の436	福富 忠男	札幌市北三条西7丁目2
林 茂	秋田県鹿角郡小坂町 相内鉱業所	福山 賢敬	熊本大学理学部地学教室
林 高朗	北海道室蘭市中島町富士鉄社宅232の2	藤井 浩二	九州大学理学部地質学教室
		藤川 武臣	仙台市小田原中江南50
		藤田 勇雄	岩手県岩手郡松尾村松尾鉱業所探鉱部探査課
		藤田 文雄	仙台市北鍛冶町59

- | | | | |
|--------------------|---------------------------------|---------------|-----------------------------|
| 藤原 隆代 | 東京都新宿区百人町 4丁目
400 資源研究所 | 増淵 三郎 | 福島県南会津郡田島町字滝
の原 住友八総鉱業所 |
| 藤原 哲夫 | 札幌市北22条西2丁目3 | 待場 勇 | 仙台市山田第21揚住宅36 |
| 藤本 重美 | 山口大学文理学部地学教室 | 松井 公平 | 札幌市北海道地下資源調査
所 |
| 藤本 治義 | 東京都中野区江古田 2丁目
64 | 松浦 二郎 | 千葉県市川市若宮404 |
| 舟橋 三男 | 北海道大学理学部地鉱教室 | 松尾鉱山事務所 | 岩手県岩手郡松尾村 |
| 舟山 裕上 | 東北大学教育養部地学研
究室 | 松隈 寿紀 | 九州大学農学部農業土木学
教室 |
| 古川 和代 | 福岡県戸畑市千防町 8丁目
44 明治鉱業蘆寮 | 松崎 庚一 | 新潟県長岡市新潟大学教育
学部長岡分校 |
| ホ 保科 恒二 | 東北大学理学部岩礦教室 | 松里 英男 | 山口大学文理学部地学教室 |
| 北海道大学工学部応用地質学研究室 | | 松下 進 | 京都大学理学部地鉱教室 |
| 札幌市北八条 | | 松下 久道 | 九州大学理学部地質学教室 |
| 北海道学芸大学旭川分校図書課 | | 松田 亀三 | 東京都港区芝新橋 5の12
住友金属鉱山技術部 |
| 旭市北門町 9丁目 | | 松田 良治 | 大阪市旭区新森小路町南 3
の25 |
| 北海道土木試験所 北海道札幌郡豊平町 | | 松永 亮 | 静岡県磐田郡竜山村 峰之
沢鉱業所親和寮 |
| 星野 寔 | 札幌市北3条西5丁目 道
庁開発庁計画課 | 松橋 秀郎 | 東北大学理学部岩礦教室 |
| 星野 義昭 | 福岡県八幡市藤田 黒崎窯
業株式会社研究所 | 松本 徹夫 | 九州大学理学部地質学教室 |
| 細井 弘 | 秋田市石油資源開発KK
秋田事務所 | 松本 章男 | 熊本大学理学部地学教室 |
| 堀 純郎 | 東京都杉並区上荻窪1の105 | 松本 隆一 | 宇部市小串 宇部興産株式
会社炭業本部生産部 |
| 堀 福太郎 | 東京大学教養学部地学教室 | 松本 唯一 | 熊本大学理学部地学教室 |
| 堀内孫十郎 | 岩手県日詰町 | 松山 基範 | 山口大学本部 |
| 堀内 恵彦 | 東京都世田谷区下馬 2丁目
39 | 松本 良昭 | 東北大学理学部岩礦教室 |
| 堀越 義一 | 東京都杉並区下高井戸町 4
の979 | 丸山 修司 | 東京新宿河田町地質調査所 |
| 堀田 敦史 | 岐阜県古城郡 神岡鉱山 | 三品 裕正 | 東北大学理学部岩礦教室 |
| 本多 朔郎 | 秋田大学鉱山学部 | ミ 三井 彊 | 日立市鳩丘県営住宅第2号 |
| 本多 共之 | 東京都港区赤坂葵町3 日本
鉱業探査部 | 三浦 博雅 | 東京都文京区竹早町82 |
| マ 馬野 福夫 | 静岡県田方郡修善寺町熊坂
42 | 三菱鉱業生産部地質課 | 東京都千代田区丸の内1の4 |
| 前沢 保利 | 東京都渋谷区代々木山谷町
190代々木山谷アパート403 | 三菱金属生野鉱業所 | 兵庫県朝来郡生野町 |
| 前田 孝短 | 福岡市 九州大学工学部 | 三菱金属株式会社鉱業研究所 | 埼玉県大宮市北袋16 |
| 牧野登喜男 | 東京新宿河田町地質調査所 | 三原 栄 | 東京都千代田区丸の内2の3
三菱鉱業鉱山部鉱山課 |
| 益田 功 | 東京都港区赤坂葵町3 日本
鉱業技術部 | 三好 徹 | 神戸市灘区篠原伯母野山
六甲高等学校 |
| 益富寿之助 | 京都市上京区烏丸通出水西
8 日本鉱物趣味の会 | 三好 一 | 愛媛県喜多郡五十崎町 昭
和鉱業大久喜鉱業所 |
| 増井 淳一 | 東北大学農学部 | 三輪 孝淵 | 岐阜県古城郡神岡町前平神
岡鉱業高校 |
| 増田 正治 | 尼崎市久々知字福長20 日
本板硝子株式会社研究所 | 三輪 正房 | 山口大学工学部鉱山学科 |
| 増淵 堅吉 | 北海道紋別市鴻巣 住友鴻
舞鉱業所 | 三宅 寛 | 京都府与謝郡岩滝町 岩滝
寮内 |

水上 勝義 熊本市 熊本県立商業高等学校地学科

水野 武夫 岐阜県羽鳥郡笠松町春日町

光田 武 山口県阿武郡奈古町日本耐火奈古工場

港 種雄 京都大学工学部鉱山学教室

湊 秀雄 東京都目黒区駒場東京大学教養学部地学教室

湊 正雄 北海道大学理学部地質教室

宮城 一男 東北大学理学部岩礦教室

宮崎 駿一 静岡県駿東郡裾野町佐野

宮沢 俊弥 東京都中野区江古田 2の62 5号社宅

宮島 健久 栃木県塩谷郡藤原町小佐越木戸ヶ沢鉱業所

宮本 弘道 東京新宿河田町地質調査所

宮久三千年 九州大学理学部地質学教室

都城 秋穂 千葉県小仲台町824, 小仲台南住宅 23号

▲ 牟田 邦彦 福岡市下警固浦谷13の1

武藤 章 東北大学理学部地質教室

武藤 短靖 東京都中央区京橋1の2 東洋鉱山株式会社内

向井 金二 岩手県和賀郡湯田村三菱金属鷲合森鉱山

鞭 政共 福岡県甘木市菩提寺

村井 貞允 岩手大学工学部

村上 敦郎 島根県鹿足郡六日市町 津和野高校六日市分校

村上 允英 山口大学文理学部地学教室

村山 正郎 川崎市久本町 地質調査所

村山四喜男 秋田県川尻総社前 133

昌本 順亮 金沢大学理学部地質学科

室蘭工業大学附属図書館
室蘭市水元町

× 明治鉱業株式会社地質課 東京都中央区八重州 6の1

モ 本島 公司 東京新宿河田町地質調査所

本山 一彦 九州大学理学部地質学教室

桃井 齊 九州大学理学部地質学教室

百武 松児 新潟県関屋金鉢山 23 番割 245番地

森岡 昇 岡山県真庭郡勝山町勝山高
等学校

森田準之助 九州大学理学部地質学教室

森永 茂 愛媛県新居郡角野町 別子
鉱業所採鉱部

森本 良平 東京都文京区駒込浅嘉町78

森脇 孝洋 東京都世田ヶ谷区代田 1の
729 日鉄梅ヶ丘寮

ヤ 八木 健三 仙台市花京院通77

八木 節男 東京都世田ヶ谷区烏山町
日本鉱業烏山試験所

八島 隆一 福島大学学芸学部地学教室

安永美津雄 兵庫県朝来郡生野鉱山
(旧姓高丸)

八幡製鉄八幡製鉄所 八幡市大字枝光

谷地 梯二 岩手県下閉伊郡田老町 田
老鉱山大和寮

安田 嘉雄 山梨県都留市宝鉱山社宅

山内 達朗 熊本大学理学部地学教室

山江 徳載 栃木県足尾町 足尾鉱業所
地質課

山岡 一雄 熊本大学理学部地学教室

山岸猪久馬 長野県上田市諏訪部1821

山口 鎌次 松江市 島根大学

山口 孝三 神奈川県相模原町下九沢
1751

山口 四郎 東京都港区赤坂葵町 3 日
本鉱業探査部

山口大学附属図書館文理学部分館
山口市後河原 150の1

山口大学文理学部地学教室
山口市後河原

山口 定 京都市左京区北白川下池田
町20

山口 勝 福岡県糟屋郡香椎町香山住
宅 S32号

山崎 寿雄 東京都世田ヶ谷区北沢 2の
280 つばさ荘

山崎 正男 東京大学理学部地質学教室

山下 親平 愛媛県新居郡神郷村大字郷

山下 陽三 山形県米沢市字李山 西吾
妻鉱業所

山島 護嘉 東京都世田ヶ谷区太子堂町
433

山城 将暉 鹿児島大学文理学部地学教
室

山田 敬一 北海道大学理学部地質教室

山田 四郎 金沢大学理学部地質学科

山田 新一 三重県南牟婁郡入鹿村板屋
紀州鉱業所第一寮

山田 哲雄 東京教育大理学部地質教室

山田 知良 愛媛県愛知郡幡山村 山口
採掘所

山田 直利 川崎市久本町 地質調査所

山田 久夫 東京都目黒区東京工業大学

山田復之助 神奈川県茅ヶ崎市次海岸
10003

山田 正春 東京新宿河田町地質調査所

- 山梨大学附属図書館 甲府市元柳町
 山室 泰一 足利市緑町1丁目3251
 山本 勇 仙台市田子字町122 色川方
 山本 謙吉 仙台市東二番丁三井生命ビル内三井金属鉱業株式会社
 山本 敬 福岡県戸畑市中原町 九州工業大学官舎
 山本 敏夫 北海道空知郡上芦別 明治上芦別鉱業所東町
 山本 博達 久留米市福岡学芸大学 久留米分校
 山本 学 東京都渋谷区代々木本町743
 山本 隆一 富山県中新川郡中加積村949
 山脇友次郎 东北大学理学部岩礦教室
- 3 与内畑鉱山 福島県耶麻郡加納村
 与良 三男 和歌山県東牟婁郡那智勝柄町井関 妙法鉱業所
 横井 清 名古屋市中区和区菊園町1の10
 横浜国立大学学芸学部 鎌倉市雪ノ下
 横路 雅美 札幌市南五条西21丁目337
 横谷 和光 長野県更級郡塩崎村6705
 横山 鼎 东北大学理学部岩礦教室
 吉川 恵章 鹿児島県串木野市下名 串木野鉱業所
 吉木 文平 横浜市鶴見区鶴見町304
 吉沢 甫 京都大学理学部地質学教室
 吉田 善亮 東京都武蔵野市吉祥寺865
 吉田 久昭 茨城県石岡市金丸町
 吉田 博直 広島大学理学部地質学教室
 吉田 雅 福島県会津若松市栄町米代2の740
 吉田 義孝 东北大学理学部岩礦教室
 吉乃 鉦山 秋田県雄勝郡西成瀬村
 吉野 言世 広島大学東雲分校地学研究室
 吉野 実 和歌山市宇須栄町347
- 吉村 豊文 九州大学理学部地学教室
 吉元 豊 北海道根室市字千鳥町1の1
 米林 滋 秋田県北秋田郡阿仁合町阿仁鉱山
 米谷 利治 新潟県東蒲原郡三川村 日本鉱業KK 三川鉱業所
 リ 力久 順一 佐賀県佐賀郡久保田村大字徳万小路
 □ 呂 海 星 中华民国台湾台北市松江路150巷 29号
 ♪ 和田 七郎 東京都調布市布田小島分634
 和田 正美 东北大学選鉱製錬研究所
 早稲田大学理工学部図書館
 東京都新宿区戸塚町1の647
 渡辺 斌 东北大学理学部岩礦教室
 渡辺 岩井 東京都資源研究所
 渡辺 憲一 青森県中津軽郡西目屋村大字砂子瀬 尾太鉱業所
 渡辺 貞夫 東京都西多摩郡奥多摩町東京都水道局小河内建設事務所
 渡辺 新六 宇津宮市睦町2247
 渡辺 卓 东北大学理学部岩礦教室
 渡辺 武男 東京大学理学部地質学教室
 渡辺 迪 名古屋市中千種区萱場町 3の32萱場荘16号
 渡辺 俊男 富山県新湊市獅子絵田 167の1
 渡辺 閑一 仙台市南材木町62
 渡辺 正美 青森県野内局区内日鉱上北鉱業所
 渡辺万次郎 仙台市北七番丁 3
 渡辺吉兵衛 山形県米沢市柱町3142
 渡部 哲光 津市三重県立大学水産学部
 亘理誠五郎 山形県西村山郡白岩村 永松鉱業所

3. 引用文献は脚注として頁毎にその下に 附記すること(著者, 掲載誌又は 単行著書名, 巻, 頁, 年)。
4. 英文要約を附する場合には完全な英文とし, 之をタイプライトすること。
5. 別刷りは部数を原稿に指示すること。但し費用は著者の自弁とする。
6. 投稿論文は受付け順に印刷するが, 本誌の発行が 隔月である為, なるべく内容に種々のものを入れたいので, 必ずしもこの順に依らない場合がある。

新 刊 紹 介

Graphic problems in petroleum geology. By L. W. LeRoy and J. W. Low.

油田地質調査から得た種々の資料の図示法 31問題が簡潔な解説, 豊富な図版を用いて, 実際の教授に適切のように按排配列されたものである。問題に入る前に図示法の全般的解説, 注意を述べ, 31問題中の最初は種々のダイアグラム表現に必要な標準的色彩法, シンボル, ついで各種の柱状図, 断面図, 地図 (isopach map, lithofacies map 等) の作製を扱い, contour-map からの体積計算法, stereographic projection, 航空写真の解釈法にまで及んでいる。坑井資料の扱い方に重点をおいているため, 地表調査資料のまとめには多少不満足を免がれない。学生のための教授演習用として大いに役立つものと思われるが, 一般地質学研究者にとつても, 殊に実際の油田地質家にとつては有用な便覧の役目を果してくれよう。図表ともに総頁 238 であるが, 図表の裏は屢々白紙で, しかも頁数に数えられているので, 実際は約 200 頁ぐらいである。(ルーズリーフ式プラスチック綴, 4 折判, 本文 238 頁, 発行所 Harper and Brothers, New York, 1954, 1800 円)

〔田口〕

本年度事務担当者

庶務主任 植田良夫, 会計主任 千藤忠昌, 図書主任 荻木浅彦

本誌抄録欄担当者 (五十音順)

阿部 宏	阿部 正宏	石井 清彦	植田 良夫	大森 啓一
加藤 磐雄	今野 弘	島田 昱郎	島津 光夫	荻木 浅彦
鈴木 光郎	千藤 忠昌	田口 一雄	長谷川修三	横山 鼎

昭和 31 年 1 月 20 日 印刷		昭和 31 年 2 月 1 日 発行	
発行所	仙台市片平丁 東北大学理学部内 日本岩石礦物礦床学会 〔電話仙台 ③ 1181 (内線 311)〕	入会申込所	仙台市片平丁 東北大学理学部内 日本岩石礦物礦床学会
編輯兼発行者	大 森 啓 一	会費拂込先	同 上〔振替仙台 8825 番〕
印刷所	仙台市堤通 27〔電話 ③ 2027〕 笹気出版印刷株式会社	本会会費	一ヶ年分 500 円 (前納)
印刷者	笹 気 幸 助	本誌定 價	一 部 100 円 (会員外)

The Journal of the Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.

CONTENTS

- Samarskite and garnet from Kasuya pegmatite mine in Ishikawa Town,
Fukushima Prefecture.
..... K. Omori, S. Hasegawa and K. Yokoyama.
- Mechanical analysis of the sandstone of the Shinjo group(II). (The Masu-
gata and Kawaguchi areas in the western margin of the Shinjo
basin). I. Kato and M. Abe.
- Skeletal crystals of sphalerite in chalcopyrite.
..... A. Sugaki, C. Tashiro and T. Hayashi.
- The plagioclase garnet hypersthene hornblende rock as a block on the
River Horobetsu (the River Niobetsu), in the central migmatite
bodies, Hidaka Province. H. Asai.
- The basic and ultrabasic rocks of the Sanbagawa metamorphic region.
..... I. Nakayama.
- Some consideration on the spinel-bearing inclusion in Osuzu acid rocks,
Kyushu, Japan. T. Nozawa.
- Notes and news.
Announcements from the Association, etc.
- Book reviews.
Graphic problems in petroleum geology. By L. W. LeRoy and
J. W. Low.
- Abstracts :
Mineralogy and crystallography. Identification of metamict minerals by X-
ray diffraction, etc.
Petrology and volcanology. The terms teschenite and crinanite, etc.
Sci. of metallic deposits. The chalcocit-ore deposits at Corocoro, Bolivia, etc.
Sci. of petroleum deposits. In situ origin of McMurray oil of northeastern
Alberta, etc.
Related Science. Radioactivity in ground and surface water, etc.
-

Published bimonthly by the Association in the Institute of
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,
Tohoku University, Sendai, Japan.